



**INSTITUT INTERNATIONAL D'INGENIERIE DE L'EAU ET DE  
L'ENVIRONNEMENT**

**THESE**

Pour obtenir le grade de  
DOCTEUR EN SCIENCE ET TECHNOLOGIE DE L'EAU, DE L'ENERGIE ET DE  
L'ENVIRONNEMENT

Spécialité : **EAU**

présentée et soutenue publiquement

par

**Bouraïma KOUANDA**

le 26 avril 2019

**Réf/2019-03**

---

**Modélisation Intégrée du Complexe Mouhoun supérieur-Sourou dans le  
contexte des changements climatiques**

---

**JURY**

<b>M. Dapola Evariste Constant DA</b> , <i>Professeur Titulaire</i> , Université Ouaga I Pr Joseph Ki-Zerbo, Burkina Faso	Président
<b>M. Samuel NAKOLENDOUSSE</b> , <i>Maître de conférences</i> , Université Ouaga I Pr Joseph Ki-Zerbo, Burkina Faso	Rapporteur
<b>M. Luc Olivier SINTONDI</b> , <i>Professeur Titulaire</i> , Université d'Abomey-Calavi, Benin	Rapporteur
<b>M. Nagnin SORO</b> , <i>Professeur Titulaire</i> , Université Félix Houphouët-Boigny, Côte d'Ivoire	Examineur
<b>M. Paulin COULIBALY</b> , <i>Professeur Titulaire</i> , McMaster University, Canada	Examineur
<b>M. Harouna KARAMBIRI</b> , <i>Professeur Titulaire</i> , 2iE, Ouagadougou, Burkina Faso	Directeur de thèse

**Laboratoire Eaux Hydro-Systèmes et Agriculture (LEHSA)**

À Dieu tout accomplissement !

## **DÉDICACES**

À ma mère, femme des pires corvées d'eau, tu as désaltéré et abreuvé,

À ma mère, femme des champs et du foyer ardent, tu as nourri et soigné,

À ma mère, femme de finesse dans les échanges, tu as habillé et chaussé,

À ma mère, femme au grand cœur, tu as béni et donné l'amour,

À ma mère, femme de la sagesse africaine, tu as éduqué et guidé...

Merci Maman !

À mon très cher Papa !

À ma tendre et très chère épouse Rokía !

À mes très chers frères et sœurs...!

À mon très cher fils Kiswensida Abdoul Madjid !

## AVANT PROPOS ET REMERCIEMENTS

Comme le dit un adage en moré: « ***Nugyenga ka wukedezom ye*** » et dans une autre version « ***haya-haya, on tiliguidi piligou*** », pour dire approximativement qu' « une seule main ne bâtit pas un chantier ! »

Je voudrais donc préciser que cette thèse est le fruit d'une collaboration entre l'**État Burkinabè** représenté par le **Secrétariat Permanent pour la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (SP-GIRE)** et l'**Agence de l'Eau du Mouhoun (AEM)** d'une part et d'autre part, par l'**Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de L'Environnement (2iE)**. Le projet de recherche a donc été formalisé selon un Protocole d'Accord signé par les représentants de l'État susmentionnés et le 2iE. Quant au projet de recherche, il s'inscrit dans le cadre de l'élaboration des Schémas d'Aménagement et de Gestion de l'Eau (SAGE) de l'Agence de l'Eau du Mouhoun au Burkina Faso. **La réalisation du projet de recherche a été possible grâce à l'accompagnement inconditionnel et sans faille de l'Ambassade du Danemark (DANIDA) qui est un partenaire clé du Burkina Faso, notamment pour ce qui concerne l'opérationnalisation de la GIRE.** Cette étude a aussi bénéficié d'un accompagnement technique et financier de la **Banque Mondiale à travers « Robert S. McNamara (RSM) Fellowships Program »** qui m'a permis d'effectuer un séjour scientifique de six (6) mois au Canada à « **McMaster University of Hamilton** ». Elle a aussi profité de l'assistance de l'**Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA)**, à travers le **projet RAF7011**, notamment pour les analyses au laboratoire des paramètres géochimiques et isotopiques.

Ainsi voudrais-je reconnaître les efforts inestimables du SP-GIRE, de l'AEM, de 2iE et des différents Partenaires Techniques et Financiers qui ont permis le bon déroulement et l'aboutissement de cette thèse. Je voudrais dire tout particulièrement merci au **Ministère en charge de l'Eau** pour m'avoir accordé une mise en position de stage à 2iE. Toute ma gratitude à la **Direction Générale de 2iE**, qui a accepté d'accompagner ce projet de recherche et qui au-delà de ce projet est un partenaire clé du Ministère en charge de l'Eau que ce soit pour la formation ou l'accompagnement technique dans les projets et programmes de développement.

Je voudrais me permettre de remercier nommément monsieur **Aboubacar ZOUGOURI**, chargé de Programme, Secteur Eau et Assainissement à l'ambassade du Danemark à Ouagadougou, qui a accepté d'accompagner ce projet de recherche dès notre toute première rencontre de travail. Aucun mot ne me permettra de lui traduire ma reconnaissance. Néanmoins je voudrais lui dire un GRAND MERCI pour la confiance et tout le soutien que nous avons reçu. À monsieur **Moustapha CONGO (SP-GIRE)**, je voudrais dire un MERCI SPECIAL pour son soutien inconditionnel et sans faille. Il a accepté aussi dès notre première rencontre de travail sur ce projet de recherche à le porter et à en faire le sien. Cette thèse est aussi la sienne et de celle de toute son équipe. « *Barakawusgo wusgo, Wend Nama na n'yaowamè* ». À **Ghislain Anselme KABORE (ex DG de l'AEM)**, **Saïdou KANANZOE (actuel DG de l'AEM)**, je dis merci pour leur soutien inestimable. Merci à leurs collaborateurs pour leur implication dans la collecte des données. Merci à toute l'équipe de la Direction Régionale en charge de l'eau, notamment à Monsieur **Bakary KOURA** pour sa grande contribution à la collecte des données. Merci au Conseiller GIRE du ministère en charge de l'eau (dit Papa GIRE), **Dr. Fulgence KI** qui a su m'orienter à travers ses conseils avisés (depuis 2012) sur le montage d'un projet de recherche qui devient une thèse. À madame **Jacqueline ZOUNGRANA** (ma première directrice dans l'administration publique), je dis infiniment merci pour avoir su guider mes premiers pas dans le monde professionnel. Merci à monsieur **Jean-Pierre MIHIN**, pour ses sages conseils au début de ma carrière professionnelle. À **Serge TRAORE**, Directeur General des Ressources en Eau (DGRE), je dis merci pour ses conseils d'un grand frère bien avertis. Merci à **Pascal NAKOHOUN**, Directeur des Étude et de l'Information sur l'Eau et à ses collaborateurs pour m'avoir sincèrement accompagné. Je leur dis grand merci pour l'accès aux données du Système National d'Information sur l'Eau (SNI Eau), pour l'équipement mis à ma disposition pour les jaugeages et pour les encouragements. À **Vincent OUEDRAOGO** je dis merci

pour la formation à l'ADCP lors de mes jaugeages de contrôles. À **Bernard MINOUNGOU**, je place également un grand merci pour avoir partagé son expérience sur le modèle SWAT avec moi. Il est inimaginable de vouloir citer tous mes collègues du Ministère en charge de l'Eau, qui ont contribué à rendre ma vie de thésard intéressante. Néanmoins je place à leur endroit un MERCI PROFOND !

**Du côté de 2iE**, je voudrais marquer toute ma gratitude, à celui que l'ensemble des doctorants appellent affectueusement « **PAPA** » dans les couloirs. Ce nom est un nom de couloirs car personne n'ose le prononcer devant le concerné. Cependant ce petit mot « **PAPA** » attribué au **premier Directeur de l'École Doctorale 2iE**, traduit très bien l'ambiance dans laquelle vivent les jeunes chercheurs au sein de l'École Doctorale!! À partir de cet instant je trahis la règle ou le petit secret, ce n'est plus une affaire de couloirs, il s'agit bien de l'actuel **Directeur de Recherche, Professeur Harouna KARAMBIRI**, mon **directeur de thèse**, qui en dépit de ses multiples responsabilités, a accepté de diriger ce travail, m'accordant ainsi le grand privilège de bénéficier de ses conseils, de ses remarques, de son analyse critique et surtout de sa rigueur scientifique. Il m'a apporté aussi un soutien sans faille qui m'a permis d'aller en mobilité scientifique dans d'autres universités. Je ne saurais trouver les mots justes pour lui exprimer toute ma reconnaissance, mais qu'il trouve, au-delà de ces lignes, la marque de mon profond respect et l'expression de mon admiration.

Quand on décide de trahir les règles, il faut aller jusqu'au bout ! À côté du PAPA, il y a celui que la plus part des doctorants appellent le « **Big PAPA** », pour dire le « Grand PAPA ». Je pense que ces dénominations sont assez courantes dans les familles africaines. Je voudrais dire grandement merci au Big PAPA pour la confiance. Il était le Directeur de Recherche quand mon projet de recherche a été introduit à 2iE. Il a fait confiance à ce projet de recherche et a accepté d'accompagner tout le processus de sa validation et de son acceptation par l'Institut 2iE. Il s'agit bien du **Professeur Hamma YACOUBA, le Secrétaire Général de 2iE**.

Je voudrais aussi remercier très sincèrement celui que j'appelle affectueusement « *mon Professeur* ». Mais en réalité ce fut plus qu'un « pote » sur le terrain malgré la différence de statut et la différence d'âge entre nous. Il s'agit de **Dr. Dial NIANG**, enseignant chercheur à 2iE. Il a toujours été à mes côtés durant la phase terrain et les rencontres du comité de thèse malgré son agenda très serré. Grâce à sa simplicité absolue, j'ai beaucoup bénéficié de son expérience et de sa grande générosité !! Mon très cher Doyen **Dr. Tazen FOWE**, chercheur Postdoctoral à 2iE, il n'y a pas de mot pour qualifier son aide. 100% disponible pour lire mes documents, pour y mettre sa touche, et pour me formuler de pertinentes suggestions. Son expérience dans la modélisation, m'a beaucoup aidé. Respect capital à mon doyen. **C'est un vrai Lion dans un labo de recherche !!** Au Professeur **Mahamadou KOITA**, Directeur des Études et des Affaires Académiques et à **Dr. LEYE**, je voudrais dire grand merci. Leurs pertinentes suggestions et les corrections apportées au document de la thèse ont contribué à améliorer sa qualité. Au premier responsable et au personnel du Laboratoire Eau Hydro-Système et Agriculture (LEHSA), je voudrais leur dire un merci spécial pour l'accueil, l'amitié et la merveilleuse ambiance. **Le LEHSA est un monde de chercheurs toujours joviaux**. Merci à l'actuel chef du Service École Doctorale, Professeur **Igor OUEDRAOGO** pour le maillot qu'il mouille au quotidien pour nous les doctorants.

À Monsieur **Jean-Emmanuel PATUREL**, HDR à l'IRD/HSM, je voudrais dire grandement merci pour ces conseils avisés. Nos échanges surtout au début de ma thèse et les séances de Skype durant mon séjour au Canada, ont contribué à éclairer ma route durant cette thèse. À **Bruno BARBIER**, mon maître de stage de Master, je dirais un « *bark-barka* » spécial. J'espère qu'il comprendra bien, car il est à moitié burkinabè. Il fait partie des premières personnes à qui j'ai présenté ce projet de recherche. Il l'a lu et a apporté de pertinentes suggestions.

Du côté du Canada, je voudrais exprimer toute ma gratitude au Professeur **Paulin COULIBALY** pour m'avoir accueilli durant six mois entre septembre 2016 et février 2017 dans

son laboratoire de recherche à « McMaster University » et pour avoir accepté de participer au jury de ma soutenance en tant qu'examineur malgré son agenda toujours *full full!* En réalité notre premier contact date de 2012, quand j'avais bénéficié d'un mois de formation à « McMaster University » en Modélisation hydrologique et aux statistiques appliquées à l'hydrologie. La simplicité de l'homme, son grand amour pour la science et ses conseils avisés m'ont donné tout de suite l'envie d'apprendre plus et surtout un tonus pour faire la thèse. Je me réjouis aujourd'hui d'avoir écouté ses conseils. Je profite dire aussi un grand merci à mes amis de « *Water Resources and Hydrologic Modeling Lab* » de « McMaster University » qui m'ont accueilli à bras ouverts. Merci particulièrement à **Frezer** pour les échanges techniques et l'ambiance dans les recoins du Ontario. Merci beaucoup à **James** pour avoir lu mon premier article « word by word », « phrase by phrase » et apporter une amélioration bien qu'il ne soit pas co-auteur.

Au Professeur **Kamel ZOUARI**, je voudrais faire une mention spéciale pour avoir accepté de m'accueillir pendant deux (2) mois au Laboratoire Radio-Analyse et Environnement (LRAE) à l'École Nationale d'Ingénieur de Sfax en Tunisie (ENIS). Son implication personnelle et celle des membres de son Labo, notamment Mme **Rim TRABELSI**, HDR m'ont aidé dans les investigations géochimiques et isotopiques.

Je remercie les autres membres du Jury qui m'ont fait honneur en acceptant de juger ce travail et d'apporter ainsi leur contribution à son amélioration. Il s'agit du Professeur **Dapola Evariste Constant DA**, de l'Université Ouaga I Pr Joseph Ki-Zerbo (Président de jury) ; Professeur **Samuel NAKOLENDOUSSE** de l'Université Ouaga I Pr Joseph Ki-Zerbo et Professeur **Luc Olivier SINTONDI** de l'Université d'Abomey-Calavi (Rapporteurs) ; Professeur **Nagnin SORO** de l'Université Félix Houphouët-Boigny (Examineur).

À **Dr. Denis DAKOURE**, **Nestor Fiacre COMPAORE**, **Dr. Eli SAURET**, **Dr. Yousof KOUSSOUBE**, **Alphose GALBANE** (*Paix à son Âme*), je dis merci pour les pertinents conseils au début de ma thèse. À tous les doctorants à 2iE, notamment les Hommes du «last-Kalach» (Cheick Omar, Coulibaly, Roland, Grace, Christine, Faye, Lae Ticia, Boukary, Gloria, Gaëlle, Radegonde) et aux différents stagiaires (Aley, Migari, Elvire, Soumahila, Succès, Chapline, Moctar) je dis merci pour la grosse sympathie et les coups de mains techniques!! Merci à Haoula, Sameh, Rim, Mahadi, Nabil et Iness du LRAE pour leur collaboration sur Sfax. J'ai aussi été frère et ami au-delà du Labo : les soirées de couscous dans vos familles restent des moments inoubliables !

Si professionnellement ça roule, c'est aussi parce que je ne suis pas seul à supporter la charge. Indirectement elle aussi, elle participe. C'est bien ma famille. Merci à ma tendre épouse Rokia et à mon fils Kiswendsida Abdoul Madjid pour avoir partagé ma vie de thésard. Merci à Papa et à Mama, à chaque coup de fil, j'ai un gros sac de bénédictions!! Aucun mot ne peut traduire ma gratitude à leur endroit. Puisse le bon Dieu aider à les rendre plus heureux. Un grand merci à toute la famille Kouanda à Cissin. À mes petits frères, je dis merci pour leur amour !

**Ma profonde gratitude à tous ceux et à toutes celles qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de cette thèse.**

Ouagadougou, le 21 décembre 2018



Bouraima Kouanda

*«Nous n'avons pas su protéger l'eau. Alors que nous avons appris à l'école que le cycle hydrologique est immuable, ce n'est plus vrai. Nos enseignants avaient sous-estimé la capacité de l'homme à le mettre à mal, aux quatre coins du monde.»*

***Maude Barlow (citée dans "Les batailles de l'eau", 2008)***

*«Les défis d'aujourd'hui et de demain en matière de gestion de l'eau diffèrent énormément de ceux des décennies récentes. On aura besoin de plus d'eau pour l'agriculture afin de réduire la faim et pour nourrir une population croissante. Mais les effets sur la pauvreté et les écosystèmes dépendront du type d'investissements. Penser différemment au sujet de l'eau est une condition nécessaire si nous tenons à réaliser notre triple objectif d'assurer la sécurité alimentaire, de réduire la pauvreté et de conserver l'écosystème dans son intégralité.»*

***"L'eau pour l'alimentation, L'eau pour la vie"  
Rapport de l'Institut international de gestion  
des ressources en eau (IWMI, 2007).***

## RÉSUMÉ

La présente étude s'inscrit dans le cadre du Programme National pour la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (PN-GIRE) au Burkina Faso. Elle vise à contribuer à une meilleure connaissance de la dynamique des eaux de surface et des eaux souterraines, ainsi que leurs interactions au niveau du complexe Mouhoun supérieur-Sourou (Ms-S), partagé entre le Burkina Faso et le Mali dans l'espace soudano-sahélien en Afrique de l'Ouest. Plus spécifiquement, il s'est agi : (i) de caractériser hydrologiquement le complexe Ms-S, (ii) d'étudier les interactions eaux de surface - eaux souterraines et (iii) d'évaluer les impacts potentiels des changements climatiques et environnementaux sur les ressources en eau.

Pour atteindre ces objectifs une approche pluridisciplinaire a été privilégiée. Des approches classiques en hydrologie ont permis de déterminer les paramètres hydro-climatiques qui caractérisent la zone d'étude. Les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines ont été appréhendées à travers surtout des investigations géochimiques et isotopiques. Pour apprécier quantitativement les écoulements souterrains, quatre (4) modèles basés sur le principe des filtres numériques récursifs et une approche de Bilan Massique basée sur la Conductivité électrique de l'eau ont été utilisés. Le modèle SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) a été utilisé pour simuler la réponse hydrologique globale du Mouhoun supérieur à Samendeni et à Nwokuy. Ce qui a permis de déterminer les termes du bilan hydrique en combinant à la fois des données climatiques, topographiques, de types de sols et d'occupation des terres. Pour comprendre l'impact potentiel des changements climatiques sur les ressources en eau, les sorties de cinq (5) modèles climatiques régionaux (CORDEX) ont été utilisées pour simuler à l'aide du modèle SWAT (calibré et validé) la réponse hydrologique future (jusqu'en 2100) sous deux scénarios d'émissions RCP4.5 et RCP8.5. Pour étudier l'impact des changements environnementaux sur les termes du bilan hydrique, les résultats statistiques d'une analyse diachronique de l'occupation des terres ont été utilisés dans le modèles SWAT (calibré et validé).

La géochimie confirme une forte interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Les isotopes stables mettent en évidence : (i) une recharge actuelle importante, (ii) une évaporation très remarquable des eaux stockées en surface due aux conditions climatiques, (iii) une évaporation de certains échantillons d'eaux souterraines essentiellement dans le Continental Terminal (CT) malien due à la recharge des eaux évaporées des lacs endoréiques et/ou une évaporation à partir de la nappe aux endroits où elle est superficielle. Aussi, l'utilisation du tritium soutient-elle la recharge actuelle importante, tout en précisant

l'existence d'eaux anciennes. Les cartes de tritium et de conductivité électrique superposées avec la topographie et la piézométrie, permettent de visualiser les zones potentielles de recharge et les zones encaissant des eaux anciennes ou favorables à une remontée d'eaux anciennes.

Sur l'ensemble du Mouhoun supérieur dominé par la zone soudano-sahélienne, les termes du bilan hydrique interannuel peuvent se résumer par : Pluie (100%) = Ruissellement (4.3%) + Recharge (12.9%) + ETR (84.8%) + Variation de stock ( $\pm 1\%$ ). Dans la partie soudanienne on obtient : Pluie (100%) = Ruissellement (9%) + Recharge (16%) + ETR (74%) + Variation de stock ( $\pm 1\%$ ). Quant aux données climatiques projetées, elles prévoient une remarquable baisse pluviométrique aux mois d'août et de septembre dans la zone d'étude. Les résultats de la modélisation hydrologique intégrée indiquent que cette situation va contribuer à modifier conséquemment certains termes du bilan hydrique, notamment la recharge. La prise en compte conjointe des changements environnementaux et climatiques dans les simulations hydrologiques, montre une tendance forte à l'augmentation du ruissellement qui pourrait atteindre 27% ou 62% (selon le scénario) et une dégradation de la recharge qui pourrait baisser d'ici 2100 de 24% avec le scénario RCP4.5 et s'annuler pratiquement avec le scénario RCP8.5 (baisse de 97%). Même si le scénario RCP8.5 est dit pessimiste, et que les résultats obtenus semblent par moment exagérés, il demeure interpellateur vis-à-vis des potentialités des changements climatiques à impacter la disponibilité de la ressource en eau à l'échelle de la vie humaine.

**Mots clefs :** caractérisation et modélisation hydrologiques, écoulements souterrains, hydrogéochimie et isotopie, changements climatiques et environnementaux, GIRE, Bassin de la volta, Afrique de l'Ouest.

**ABSTRACT**

This study as part of the National Program for Integrated Water Resources Management (NP-IWRM) in Burkina Faso, aims to contribute to a better knowledge and understanding of the dynamics of surface water and groundwater, as well as their interactions at the Upper Mouhoun-Sourou complex (Ms-S), shared between Burkina Faso and Mali in the Sudano-Sahelian region of West Africa. The specific objectives are: (i) to hydrologically characterize the Upper Mouhoun-Sourou complex, (ii) to study the interactions between surface water and groundwater and (iii) to evaluate the potential impacts of climate and environmental changes on water resources.

To achieve these objectives, an interdisciplinary approach was used. Classical approaches in hydrology permitted to identify the ensemble of the hydro-climatic parameters that characterize the study area. The interactions between surface water and groundwater have been recognized mainly through geochemical and isotopic investigations. To quantitatively assess groundwater flows (base flow) on the Upper Mouhoun watershed, four (4) models based on the principle of Recursive Digital Filters (RDF) and a Mass Balance approach based on the Conductivity Mass Balance (CMB) have been used. The Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model was used to simulate the global hydrological response of Upper Mouhoun at Samendeni and Nwokuy outlets. This made it possible to determine all the terms of the water balance by combining climatic, topographical, soil type and land use data. To understand the impact of climate change on water resources, the outputs of five (5) regional climate models from the Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX) were used under two Greenhouse Gas Emission scenarios (RCP4.5 and RCP8.5). To study the impact of environmental changes in the terms of water balance, the results of a diachronic analysis of land use were used to formulate future environmental scenarios. The statistical data of these scenarios were then used in the SWAT model (calibrated and validated).

Geochemistry confirms a strong interaction between surface water and groundwater. Stable isotopes permitted to highlight: (i) a significant current recharge, (ii) a very remarkable evaporation of water stored at the surface due to climatic conditions, (iii) an evaporation of some groundwater samples mainly in the Malian Continental Terminal (CT) due to the recharge of evaporated water from endorheic lakes and/or evaporation from the water table when it is superficial. The use of tritium supported a current important recharge, but also specified the existence of old waters. The tritium and electrical conductivity maps superimposed with the topography and the piezometry, make it possible to visualize the potential recharge zones and the zones containing old waters or favorable to the rise of old waters.

Considering the whole Upper Mouhoun, dominated by the Sudano-Sahelian zone, the terms of the inter-annual water balance can be summarized by: Rain (100%) = Runoff (4.3%) + Recharge (12.9%) + Actual Evapotranspiration (84.8%) + Stock change ( $\pm 1\%$ ). In the Sudanese part, the inter-annual water balance gives: Rain (100%) = Runoff (9%) + Recharge (16%) + Actual Evapotranspiration (74%) + Stock change ( $\pm 1\%$ ). The projected climate data predict a remarkable rainfall decrease in August and September in the study area. This situation has contributed to modify some terms of the water balance. Mutual consideration of environmental and climatic changes in hydrological simulations showed a strong tendency for the increase of runoff up to 27% or 62% (depending on the scenario) compared to the reference situation. Recharge was realized to have decreased by 2100 up to 24% with the RCP4.5 scenario and practically disappear with the RCP8.5 scenario (decrease of 97%). Even if the RCP8.5 scenario is said to be pessimistic, and the results obtained seem to be exaggerated, it remains an interpellator vis-a-vis of the potential of climate change to impact the availability of water resources on a scale of human life.

**Key words:** hydrological characterization and modeling, groundwater flows, hydro-geochemistry and isotopy, climate and environmental changes, IWRM, Volta Basin, West Africa.

## TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACES .....	ii
AVANT PROPOS ET REMERCIEMENTS.....	iii
RÉSUMÉ .....	vii
ABSTRACT.....	ix
TABLE DES MATIÈRES.....	xi
LISTE DES ABREVIATIONS ET ACRONYMES.....	xvi
CHAPITRE I : INTRODUCTION GÉNÉRALE .....	2
I.1. Contexte général de l'étude .....	2
I.2. Problématique de l'étude.....	3
I.3. Objectifs de l'étude.....	6
I.4. Description sommaire de la méthodologie.....	6
I.5. Structure de la thèse.....	8
CHAPITRE II : MILIEU PHYSIQUE ET HYDRO-CLIMATIQUE DU COMPLEXE MOUHOUN SUPÉRIEUR-SOUROU : DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS SUSCEPTIBLES D'INFLUENCER LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE.....	11
II.1. Introduction.....	11
II.2. Situation géographique.....	11
II.3. Climat du complexe Ms-S .....	13
II.3.1. La pluviométrie .....	13
II.3.2. L'évapotranspiration potentielle (ETP).....	17
II.3.3. La Température.....	18
II.3.4. Les vents, l'humidité relative et l'ensoleillement.....	19
II.4. Sol .....	20
II.5. Contexte Géologique et hydrogéologique .....	21
II.5.1. Géologie et hydrogéologie .....	21
II.5.2. Paramètres hydrodynamiques.....	26
II.5.2.1. Coefficient d'emmagasinement et transmissivité.....	26
II.5.2.2. Recharge de la nappe .....	28
II.5.2.3. Piézométrie.....	29
II.6. Topographie .....	30
II.7. Occupation des terres .....	32
II.7.1. La végétation .....	32
II.7.2. Les grands aménagements hydrauliques.....	33
II.7.3. Les centres urbains .....	34
II.7.4. Autres types d'occupation des terres.....	34

<b>II.8. Conclusion partielle</b> .....	34
<b>CHAPITRE III: CARACTÉRISATION HYDROLOGIQUE DU COMPLEXE MOUHOUN SUPÉRIEUR SOUROU (Ms-S)</b> .....	37
<b>III.1. Introduction</b> .....	37
<b>III.2. Approche méthodologique</b> .....	38
<i>III.2.1. Situation des données hydrométriques sur le complexe Ms-S</i> .....	38
<i>III.2.2. Approches utilisées pour la définition du réseau hydrographique et du bassin du Mouhoun supérieur</i> .....	39
<i>III.2.3. Définition d'indicateurs hydrologiques pour la caractérisation du Mouhoun supérieur</i> .....	40
<i>III.2.4. Approches pour l'étude statistique des indicateurs hydrologiques</i> .....	42
<b>III.3. Résultats issus de la caractérisation hydrologique du complexe Ms-S</b> .....	43
<i>III.3.1. Le bassin du Mouhoun supérieur et son réseau hydrographique</i> .....	43
<i>III.3.2. Les indicateurs hydrologiques du Mouhoun supérieur</i> .....	44
<i>III.3.3. Analyse de la stationnarité de la série hydrologique à la Station de Nwokuy</i> .....	45
<i>III.3.4. Analyse de la série hydrométrique à la station de Samendeni</i> .....	48
<b>III.4. Tendances des indicateurs hydrologiques calculés</b> .....	49
<b>III.5. Conclusion partielle</b> .....	53
<b>CHAPITRE IV : CONTRIBUTION DE LA GÉOCHIMIE ET DE L'ISOTOPIE À LA COMPRÉHENSION DES INTERACTIONS EAUX DE SURFACES-EAUX SOUTERRAINES</b> .....	56
<b>IV.1. Introduction</b> .....	56
<b>IV.2. Matériels et méthodes</b> .....	57
<i>IV.2.1. Travaux de terrain et de laboratoire</i> .....	57
<i>IV.2.2. Validité et incertitudes sur les résultats d'analyses de laboratoire</i> .....	59
<i>IV.2.3. Approches pour les investigations hydrochimiques</i> .....	60
<i>IV.2.3.1. Analyse des données physico-chimiques</i> .....	60
<i>IV.2.3.2. Approche pour la caractérisation des faciès hydrochimiques et leur évolution</i> .....	60
<i>IV.2.3.3. Approches pour l'étude des processus de minéralisation des eaux</i> .....	60
<i>IV.2.4. Approches pour les investigations isotopiques</i> .....	61
<i>IV.2.4.1. Caractérisation isotopique du signal d'entrée</i> .....	61
<i>IV.2.4.2. Caractérisation isotopique des eaux de surface et souterraines et étude des interactions surface-souterraines</i> .....	62
<b>IV.3. Résultats et discussions</b> .....	63
<i>IV.3.1. Paramètres physico-chimiques</i> .....	63
<i>IV.3.2. Ions majeurs et faciès hydrochimiques</i> .....	66
<i>IV.3.3. Évolution des faciès hydrochimiques</i> .....	69
<i>IV.3.4. Processus de minéralisation de l'eau</i> .....	70
<i>IV.3.5. Étude isotopique</i> .....	76
<i>IV.3.5.1. Composition isotopique des précipitations</i> .....	76
<i>IV.3.5.2. Composition isotopique des eaux de surface</i> .....	79
<i>IV.3.5.3. Composition isotopique des eaux souterraines</i> .....	80

IV.3.5.4. Relation $\delta^{18}\text{O}$ et conductivité électrique (CE).....	82
IV.3.5.5. Discrimination des aquifères IC et CT.....	83
IV.3.5.6. Composition isotopique du tritium des eaux de surface et des eaux souterraines.....	84
IV.3.6. Interactions eaux de surface-eaux souterraines.....	85
IV.3.7. Cartographie des zones potentielles de recharge à partir du tritium.....	88
<b>IV.4. Conclusion partielle.....</b>	<b>91</b>
<b>CHAPITRE V : ÉVALUATION QUANTITATIVE DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS</b> .....	<b>94</b>
<b>V.1. Résumé étendu.....</b>	<b>94</b>
<b>V.2. Introduction.....</b>	<b>97</b>
<b>V.3. Material and methods.....</b>	<b>99</b>
V.3.1. Study area.....	99
V.3.2. Data collection.....	102
V.3.3. Base flow separation methods.....	102
V.3.4. Recursive Digital Filtering methods (RDF).....	102
V.3.5. Conductivity Mass Balance (CMB) filtering method.....	104
V.3.6. Statistical analysis.....	105
V.3.7. Calibration of Eckhardt filter method.....	106
<b>V.4. Results and discussion.....</b>	<b>106</b>
V.4.1. Recession constant value.....	106
V.4.2. Basic statistics on base flow and Base Flow Index (BFI).....	107
V.4.3. Results of statistical analysis.....	109
V.4.3.1. Boxplots.....	109
V.4.3.2. Statistical test.....	110
<b>V.5. Eckhardt method base flow calibration.....</b>	<b>111</b>
<b>V.6. Partial Conclusion.....</b>	<b>113</b>
<b>CHAPITRE VI : ÉTUDE DE LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE ET DES TERMES DU</b> <b>BILAN HYDRIQUE PAR LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE.....</b>	<b>117</b>
<b>VI.1. Les modèles hydrologiques: Généralités.....</b>	<b>117</b>
<b>VI.2. Typologie des modèles hydrologiques.....</b>	<b>119</b>
VI.2.1. Classification selon la représentation spatiale.....	119
VI.2.1.1. Modèle Global.....	119
VI.2.1.2. Modèle distribué.....	119
VI.2.2. Classification selon la nature des variables.....	120
VI.2.3. Classification selon la discrétisation temporelle.....	120
VI.2.3.1. Modèle événementiel.....	120
VI.2.3.2. Modèle continu.....	120
VI.2.4. Classification selon la description des processus.....	120
VI.2.4.1. Modèle empirique.....	121
VI.2.4.2. Modèle conceptuel.....	121

VI.2.5. Classification selon le degré d'abstraction .....	121
VI.2.5.1. Modèles physiques .....	121
VI.2.5.2. Modèles mathématiques .....	121
VI.2.6. Choix d'un modèle pour notre étude .....	121
<b>VI.3. Schéma conceptuel et principe de modélisation avec SWAT .....</b>	<b>125</b>
VI.3.1. Description générale .....	125
VI.3.2. Module hydrologique dans le modèle SWAT .....	127
VI.3.3. Le projet SWAT .....	128
VI.3.4. Définition des sous-bassins versants dans le cas de la présente étude .....	128
VI.3.5. Définition des Unités de Réponse Hydrologique .....	130
<b>VI.4. Les données du projet SWAT .....</b>	<b>130</b>
<b>VI.5. Analyse de la sensibilité du modèle SWAT par rapport à certains de ses paramètres</b> .....	<b>132</b>
<b>VI.6. Calibration du modèle SWAT sur le Mouhoun supérieur .....</b>	<b>134</b>
VI.6.1. Principe de calibration .....	134
VI.6.2. Choix des périodes de calage et de validation .....	135
VI.6.3. Critères de performance du modèle .....	135
<b>VI.7. Résultats des simulations et performances du calage .....</b>	<b>137</b>
<b>VI.8. Analyse de la sensibilité des variables utilisées .....</b>	<b>140</b>
<b>VI.9. Vers un bilan hydrique précis sur le complexe Ms-S .....</b>	<b>143</b>
VI.9.1. Les termes du bilan hydrique annuel et interannuel .....	146
VI.9.2. Bilan hydrique au pas de temps mensuel .....	149
VI.9.2.1. Ruissellement .....	151
VI.9.2.2. Recharge .....	151
VI.9.2.3. Évaporation réelle .....	152
VI.9.2.4. Réserve en eau du sol .....	154
<b>VI.10. Autres potentialités du modèle SWAT calibré .....</b>	<b>155</b>
VI.10.1. SWAT calibré et comblement de lacunes .....	155
VI.10.2. SWAT calibré, un outil de gestion des bassins versants non jaugés .....	157
<b>VI.11. Conclusion partielle .....</b>	<b>159</b>
<b>CHAPITRE VII : ÉTUDE DES IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET</b> <b>ENVIRONNEMENTAUX SUR LES TERMES .....</b>	<b>162</b>
<b>DU BILAN HYDRIQUE .....</b>	<b>162</b>
<b>VII.1. Étude des impacts des changements climatiques sur les termes du bilan hydrique</b>	<b>162</b>
VII.1.1. L'approche méthodologique en bref .....	162
VII.1.2. Données projetées de précipitations .....	166
VII.1.3. Les termes du bilan hydrique sous l'effet des changements climatiques .....	168
VII.1.3.1. Les variations de l'ETR sous les scénarios climatiques .....	169
VII.1.3.2. Les variations du ruissellement sous les scénarios climatiques .....	169
VII.1.3.3. Les variations de la recharge sous les scénarios climatiques .....	170

---

VII.1.3.4. <i>Les variations de la réserve en eau du sol sous les scénarios climatiques</i> .....	172
<b>VII.2. Étude des impacts des changements environnementaux sur les termes du bilan hydrique</b> .....	174
VII.2.1. <i>Approches méthodologiques</i> .....	174
VII.2.2. <i>Les termes du bilan hydrique futur avec la prise en compte des changements environnementaux</i> .....	179
<b>VII.3. Conclusion partielle</b> .....	182
<b>CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES</b> .....	185
<b>VIII.1. Synthèse des résultats</b> .....	185
<b>VIII.2. Perspectives de la recherche</b> .....	193
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b> .....	195
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	212
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	218
<b>LISTE DES ANNEXES</b> .....	220
<b>ANNEXES</b> .....	221

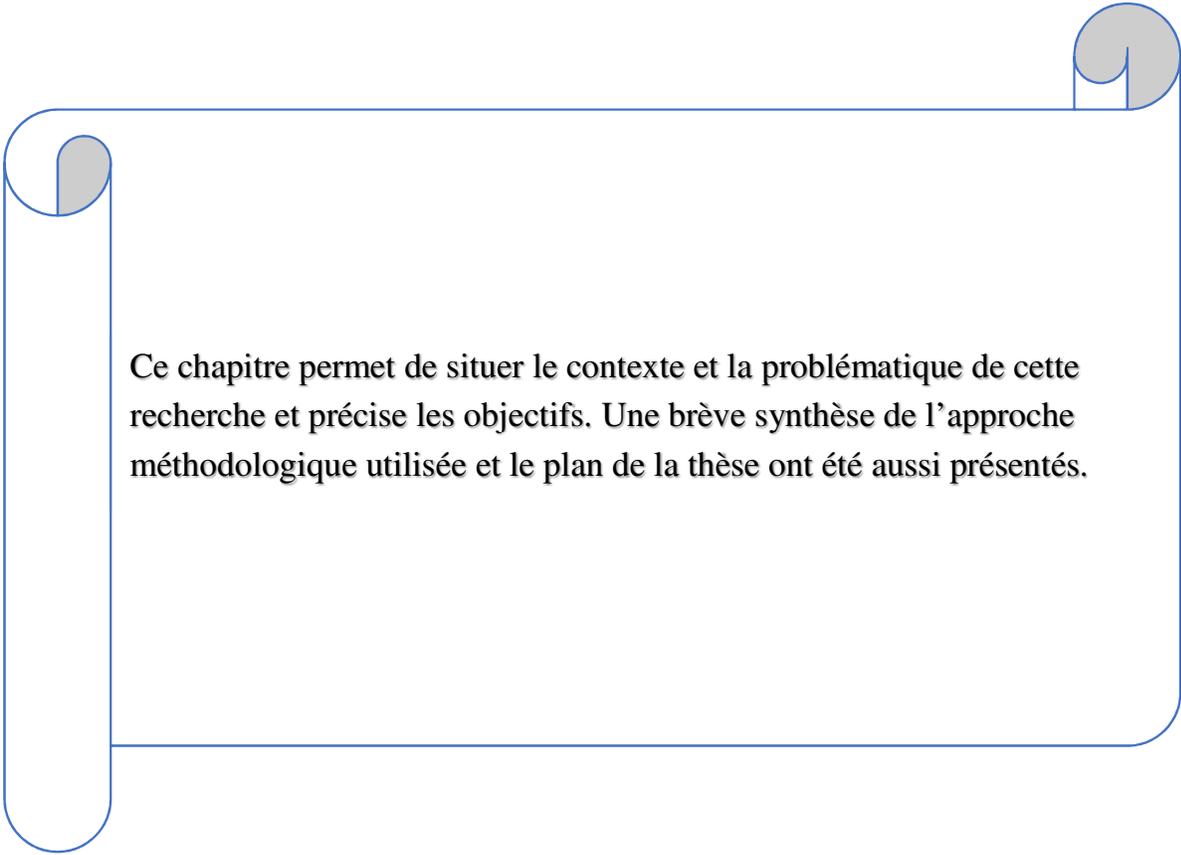
## **LISTE DES ABREVIATIONS ET ACRONYMES**

**AEP** : Approvisionnement en Eau Potable  
**AIEA** : Agence Internationale de l'Énergie Atomique  
**ANAM** : Agence Nationale de la Météorologie  
**ANOVA** : Analysis Of Variance  
**AOF** : Afrique Occidentale Française  
**ASTER GDEM**: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflexion Global Digital Elevation  
**BF**: Burkina Faso  
**BFI** : Base Flow Index  
**BI** : Balance Ionique  
**BNDT** : Base de Données Nationales d'occupation des Terres  
**BRGM** : Bureau de Recherches Géologiques et Minières  
**CE** : Conductivité Électrique  
**CIEH**: Comité International d'Etudes Hydrauliques  
**CMB** : Conductivité électrique de l'eau  
**CORDEX** : Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment  
**CT** : Continental Terminal  
**DANIDA**: DANish International Development Agency  
**DEIE** : Direction des Études et de l'Information sur l'Eau  
**DGRE** : Direction Générale des Ressources en Eau  
**DMER** : Direction de l'Hydraulique et de l'Équipement Rural  
**DOL** : Dolérites  
**ETR** : Evapotranspiration Réelle  
**FAO** : Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation  
**GFG** : Grès Fin Glauconieux  
**GFR** : Grès Fin Rose  
**GGQ** : Grès à Granule de Quartz  
**GHS** : Graphical Hydrograph Separation  
**GI** : Grès Inférieur  
**GIEC** : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat  
**GIRE** : Gestion Intégrée des Ressources en Eau  
**GKS** : Grès de Kawara- Sindou  
**GNIP** : Global Network for Isotope in Precipitation  
**GWP** : Global Water Partnership  
**HRU** : Unité de Réponse Hydrologique  
**IC** : Infra Cambrien  
**ICP** : Infra Cambrien Plissé  
**ICT** : Infra Cambrien Tabulaire  
**IGB** : Institut Géographique du Burkina Faso  
**IPCC** : Intergovernmental Panel on Climate Change  
**IRD** : Institut de Recherche pour le Développement  
**IS** : Indices de Saturation  
**IWRM** : Integrated Water Resources Management  
**Ke** : Coefficient d'écoulement  
**Le** : Lamme d'eau écoulée

**LRAE** : Laboratoire de Radio-Analyse et Environnement  
**Max** : Maximal  
**Min**: Minimal  
**MK** : Mann Kendall.  
**MNT** : Modèle Numérique de Terrain  
**Ms-S** : Mouhoun supérieur-Sourou  
**NS/NSE** : Nash-Sutcliffe/Nash Sutcliffe Efficiency  
**OMS** : Organisation mondiale de la Santé  
**ORSTOM** : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer  
**Pan ou P** ou Pa : Pluie annuelle  
**PBIAIS** : Pourcentage de BIAIS  
**Q** : Débit  
**Q-debit-taris** : Débit au début de la période de tarissement  
**Q-fin-AH** : Débit à la Fin de l'Année Hydrologique  
**Qmax** : Débit maximal  
**R<sup>2</sup>** : Coefficient de détermination  
**RDF**: Recursive Digital Filters  
**RES** : Réserve en Eau du Sol  
**RFU** : Reserve Facilement Utilisable  
**RMSE** : Root Mean Square Error  
**SAC1** : Silstones, Argilites et Carbonates de Guena-Souroukoundinga  
**SAC2** : Silstones, Argilites et Carbonates de Samendei-Kiéban  
**SAGE** : Schéma d'Aménagement et de Gestion de l'Eau  
**SDAGE** : Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion de l'Eau  
**SIG** : Système d'Information Géographique  
**SNIEau** : Système National d'Information sur l'Eau  
**SP/CNDD** : Secrétariat Permanent du Conseil National du Développement Durable  
**SQ** : Siltstones et Quartzites de Fo  
**ST** : Schistes de Toun  
**SUFI-2** : Sequential Uncertainties Fitting-2  
**SWAT** : Soil and Water Assessment Tool  
**SWAT-CUP**: Soil and Water Assessment Tool Calibration Uncertainties Program  
**TB** : Temps de Base  
**TDS**: Total Dissolved Solids  
**TM** : Temps de Montée  
**UCDIEau** : Unités de Collecte et de Diffusion des Informations sur l'Eau  
**USGS** : United States Geological Survey  
**UT** : Unité de Tritium  
**V-SMOW**: Vienna Standard Mean Ocean Water  
**3S**: SAGE Samendeni Sourou

# CHAPITRE I

## INTRODUCTION GÉNÉRALE



Ce chapitre permet de situer le contexte et la problématique de cette recherche et précise les objectifs. Une brève synthèse de l'approche méthodologique utilisée et le plan de la thèse ont été aussi présentés.

## CHAPITRE I : INTRODUCTION GÉNÉRALE

### I.1. Contexte général de l'étude

L'eau est au cœur du développement socio-économique durable et de la conservation écologique, tout comme le climat mondial et les changements d'utilisation des terres. C'est ainsi que la planification des projets et programmes de développement qu'ils soient d'envergure régionale, nationale ou locale dépend de sa disponibilité surtout dans un contexte de pressions climatiques et démographiques importantes et grandissantes. Bien gérer l'eau pour la réussite des projets de développement et la protection des écosystèmes fait donc partie depuis un certain temps des agendas des plus hauts organismes au niveau mondial. C'est ainsi qu'à partir des années 70, une série de conférences internationales portant sur l'environnement ou sur l'eau ont été organisées par les Nations Unies : (i) la Conférence des Nations Unies sur l'eau en 1977 (Maged 1977), (ii) la Décennie internationale de l'eau potable et de l'assainissement (1981-1990), (iii) la Conférence des Nations Unies sur l'environnement et le développement (1992). Aussi peut-on noter que les Objectifs de Développement Durable à l'horizon 2030 adoptés en septembre 2015 par les dirigeants des pays lors du sommet historique des Nations Unies intègre une composante « gestion durable des ressources en eau » clairement affichée dans l'objectif 6. Au niveau des pays, surtout dans les zones arides ou semi-arides, la question de la gestion de l'eau est devenue le cheval de bataille dans toutes les instances où le développement durable est mentionné. Ainsi plusieurs pays ont-ils adopté l'approche de la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE) afin de garantir l'efficacité et la durabilité des programmes de développement tout en évitant un déséquilibre environnemental causé par l'utilisation ou le partage de l'eau. Le concept de la GIRE est en effet défini par Global Water Partnership (GWP) fondé en 1996 par la Banque Mondiale et ses partenaires comme étant un « processus facilitant le développement et la gestion coordonnée de l'eau, de la terre et des ressources qui leur sont liées afin de maximiser le bien-être économique et social qui en découle d'une manière équitable et sans compromettre la durabilité des écosystèmes vitaux » (GWP 2000).

Le Burkina Faso, suite à l'adoption d'une loi d'orientation relative à la gestion de l'eau en 2001, a adopté aussi son Plan d'Action GIRE en 2003. Avec l'engagement et l'accompagnement de ses partenaires, plusieurs actions ont alors été menées et ont concerné dans une première phase (2003-2009) à l'appui institutionnel et au renforcement des capacités du Ministère en charge de la mise en œuvre de la GIRE à travers la création d'un environnement

habilitant, la mise en place des structures de gestion par bassin hydrographique, la définition d'un Système National d'Information sur l'Eau (SNIEau) et le développement des Ressources Humaines à travers le recrutement et la formation d'un personnel cadre spécialisé dans le domaine de l'eau. Dans une seconde phase qui a duré de 2010 à 2015 et d'une troisième qui a débuté en 2016, le Programme GIRE burkinabè lutte pour l'effectivité d'une Gestion Intégrée de la Ressource en Eau à l'échelle de tout le pays. Les priorités définies sont entre autres la mise en place des Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion de l'Eau (SDAGE) à l'échelle des espaces de gestion d'eau définis (cinq espaces de gestion) et des Schémas d'Aménagement et de Gestion de l'Eau (SAGE) à l'échelle des sous bassins hydrographiques.

Cependant faut-il noter que l'élaboration d'un SDAGE et surtout d'un SAGE a des exigences particulières qui vont au-delà de la volonté politique affichée et de l'engagement sans faille des partenaires et des collectivités territoriales. En effet, elle nécessite notamment des connaissances précises sur les mécanismes climatiques, environnementaux et socio-économiques sur les échelles spatiales et temporelles considérées. Cela suppose un besoin primordial d'approches et d'outils permettant de maîtriser à l'échelle du bassin versant et dans une vision prospective (court, moyen et long terme) la situation des ressources en eau et des besoins. D'où la nécessité de réaliser des études approfondies qui permettent d'évaluer efficacement les termes du bilan hydrique à l'échelle des sous-bassins versants et surtout de préciser leurs vulnérabilités vis-à-vis des changements environnementaux et climatiques.

## **I.2. Problématique de l'étude**

Dans l'espace soudano-sahélien en Afrique de l'Ouest, la demande croissante de la ressource en eau est accompagnée depuis les années 1970 d'une baisse pluviométrique remarquable (Paturel et al. 1995a, b; Mahé and Olivry 1995; Servat et al. 1998; Amoussou et al. 2012). Cette baisse pluviométrique attribuée en général aux changements climatiques qui est une préoccupation majeure de notre siècle, a pour conséquence la baisse des écoulements et est de nature à pénaliser significativement (directement ou indirectement) les différents projets de développement. À côté des changements climatiques, on note les changements environnementaux qui se traduisent en général par un changement d'occupation des terres lié surtout à la pression démographique dans le contexte Ouest africain. Autant que les changements climatiques, les changements environnementaux peuvent avoir un impact très significatif sur les termes du bilan hydrique. De nombreuses études ont permis de le prouver à différentes échelles spatiales. Les travaux de Mahe et al. (2005, 2013) ont mis en évidence l'impact de la dynamique de l'occupation des terres sur les ressources en eau pour ce qui

concerne l'Afrique de l'Ouest. Particulièrement au Burkina Faso, Mahe et al. (2005) ont montré que pour le bassin du Nakanbé, la dégradation de la végétation dans la période 1965-1995 au profit des zones cultivées a entraîné une réduction significative de la réserve en eau du sol.

Cette situation est aussi celle vécue sur le complexe Mouhoun supérieur-Sourou (Ms-S) partagé entre le Burkina Faso et le Mali en zone soudano-sahélienne. Le complexe Ms-S, en plus d'être un pôle important de développement de l'irrigation au Burkina Faso, est aussi un espace où se développent des activités pastorales, industrielles et minières. Les eaux de surface et les eaux souterraines sont alors conjointement exploitées pour satisfaire les différentes demandes. D'ailleurs, les interactions entre ces deux composantes du cycle de l'eau semblent importantes dans cet espace au regard des nombreuses sources d'eau (résurgences naturelles) qui contribuent à la pérennité du cours d'eau Mouhoun. Sous l'effet de pressions climatiques et environnementales susmentionnées, il y a des sources d'eau qui disparaissent ou qui perdent en débits avec des conséquences à la fois sur les écosystèmes et les projets de développement en cours dans le complexe Ms-S.

De nombreuses études, notamment hydrogéologiques ont alors tenté de comprendre l'hydrodynamique et les potentialités des aquifères de cette zone (complexe Ms-S) qui correspond plus ou moins à la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Dakoure 2003; Derouane 2008, 2010; Koussoubé 2010a; Huneau et al. 2011; Sauret 2013; Tirogo 2016). L'« étude hydrogéologique et géochimique de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso- Mali) - Essai de modélisation », réalisée par Dakoure (2003) peut être considérée comme l'étude de base qui a permis de réunir un ensemble de connaissances sur l'hydrogéologie et l'hydrochimie de la zone d'étude. Dakouré (2003), à travers différentes approches, arrive à estimer la recharge et à trouver des ordres de grandeurs pour les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sédimentaire de Taoudéni (qui se superpose avec le complexe Ms-S). En outre, il arrive à travers l'ensemble des investigations hydrogéologiques et géochimiques à une conclusion importante qui sera considérée comme une hypothèse de base dans les travaux qui ont suivi. Il s'agit du fait que la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni peut être considérée comme un « aquifère unique multicouche ». Il démontre aussi que « les eaux du bassin sédimentaire de Taoudeni sont anciennes » et qu'une recharge actuelle est quasi inexistante. Une autre étude qui a concerné toute la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni est celle de Derouane (2010, 2008). Elle a permis, à travers une modélisation hydrogéologique de comprendre davantage l'hydrodynamique du bassin de Taoudeni. Le modèle calibré et validé a permis d'établir la carte piézométrique et de déterminer

les directions d'écoulements des eaux souterraines sur l'ensemble de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni. Quant aux travaux de Koussoube (2010), ils concernent le Gondo (Sourou). Ils améliorent nos connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique des aquifères dans la partie Nord du complexe Ms-S. Les études de Sauret (2013) et de Tirogo (2016) donnent des éléments pour la compréhension du fonctionnement du bassin du Kou (au Sud de la zone d'étude), notamment les échanges nappes-rivières sur le Kou, la quantification de la diminution des débits des sources, les conséquences des pompages et de la baisse pluviométrique sur la ressource en eau du bassin. Nous constatons donc des acquis importants en matière de connaissances de la ressource en eau, notamment souterraine dans la zone d'étude. Cependant pour une gestion efficace de la ressource en eau, les différents auteurs ont aussi indiqué de nombreux défis à relever en matière de connaissance de la ressource en eau sur le complexe Ms-S.

En effet, les chroniques piézométriques ne sont pas suffisamment longues et spatialement bien distribuées pour permettre une bonne estimation de la recharge ont précisé Dakouré (2003) et Tirogo (2016). Ainsi, l'approche généralement utilisée pour estimer la recharge sur le complexe Ms-S est basée sur le bilan hydrique de Thornthwaite (Dakoure 2003; Derouane 2008; Tirogo 2016), en faisant des hypothèses sur les valeurs de la réserve en eau du sol. Tirogo (2016) à travers une analyse de sensibilité de la valeur de la recharge vis-à-vis de la réserve en eau du sol, indique la subjectivité de cette méthode (due à la non maîtrise de la réserve en eau du sol). Dakoure (2003), en comparant le module pluviométrique et l'évaporation calculée par les formules de Thornthwaite s'était d'ailleurs rendu compte d'un déficit hydrique important qui devrait se traduire par un déficit à l'écoulement. Ce qui ne correspond pas à la réalité puisqu'il y a de l'eau dans les rivières et des sources d'eau importantes précise-t-il. Ce qui amène à admettre une infiltration importante. Cependant, admettre une infiltration importante semble aussi contredire les résultats isotopiques, notamment la quasi-absence de tritium dans les eaux souterraines constatée avec l'étude de Dakoure (2003). En outre Dakouré (2003) montre que pour une infiltration de l'ordre de 240 mm, le bassin versant du Kou situé en amont des sources d'eau suffit à assurer le débit de ces sources, cependant les besoins de l'évaporation et du régime des cours d'eau ne sont pas couverts, ce qui devrait se traduire par un caractère désertique de la région. Ce qui ne correspond pas non plus à une réalité.

Ces difficultés ou contradictions relevées par les différents auteurs soulèvent à l'échelle du complexe Ms-S plusieurs questions : (i) Quelles approches faut-il adopter pour une meilleure évaluation des termes du bilan hydrique dans le complexe Ms-S ? (ii) Comment peut-on

expliquer les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans cette zone? Au-delà de ces deux questions, le contexte climatique et environnemental décrit ci-dessus nous interroge aussi dès lors qu'on s'intéresse à l'élaboration d'un Schéma d'Aménagement et de Gestion de l'Eau (SAGE) sur le complexe Ms-S: (iii) quel est l'impact conjugué des changements climatiques et environnementaux sur les termes du bilan hydrique à court, moyen et long termes ? Pour répondre à l'ensemble de ces questions un certain nombre d'objectifs ont été fixés.

### **I.3. Objectifs de l'étude**

La présente étude s'inscrit dans le cadre du Programme National GIRE au Burkina Faso. Soutenu par l'État burkinabè à travers le Secrétariat Permanent pour la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (SP-GIRE) et ses partenaires notamment le DANIDA, ce projet de recherche accompagne l'élaboration des Schémas d'Aménagement et de Gestion de l'Eau du complexe Ms-S avec des outils d'aide à la décision. L'objectif général étant de contribuer à une meilleure connaissance de la dynamique des eaux de surface et des eaux souterraines, ainsi que leurs interactions au niveau du complexe Mouhoun supérieur-Sourou (Ms-S). Plus spécifiquement, cette étude vise à:

- (i) Caractériser hydrologiquement le complexe Ms-S,
- (ii) Étudier les interactions eaux de surface - eaux souterraines,
- (iii) Évaluer les impacts potentiels des changements climatiques et environnementaux sur les ressources en eau à court, moyen et long termes.

### **I.4. Description sommaire de la méthodologie**

Pour atteindre les objectifs susmentionnés, une approche multidisciplinaire a été privilégiée : statistique, hydrochimie et isotopie, SIG et télédétection et modélisation hydrologique intégrée. Les données de l'étude sont diverses et multi-sources et proviennent essentiellement du Système National d'Information sur l'Eau (SNIEau) géré par la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) du Burkina Faso, du projet RAF7011 de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA) mis en œuvre courant 2013-2016 dans la zone d'étude, de l'Agence Nationale de la Météorologie du Burkina Faso (ANAM), des banques de données d'occupation des terres développées par l'Institut Géographique du Burkina Faso (IGB) et de plusieurs plateformes en ligne. Ces données ont été enrichies par des mesures complémentaires

de niveaux d'eau, des jaugeages de contrôle et des mesures hydrochimiques courant 2015-2018.

Des approches classiques en hydrologie ont permis de déterminer l'ensemble des paramètres hydro-climatiques qui caractérise la zone d'étude

Des approches hydrogéochimiques et isotopiques ont permis (i) d'identifier les types d'eau dans la zone d'étude, (ii) de mettre en évidence les processus qui gouvernent la qualité minéralogique des eaux souterraines et (iii) de comprendre le processus des interactions eaux de surface-eaux souterraines dans les différents compartiments de la zone d'étude, notamment la dynamique des écoulements souterrains et la recharge.

Pour évaluer quantitativement les écoulements souterrains sur le Mouhoun supérieur, quatre (4) modèles empiriques basés sur le principe des filtres numériques récurrents (Recursive Digital Filters) ont été utilisés tout d'abord sur l'année hydrologique 2017-2018. Les résultats issus de ces modèles empiriques ont été ensuite comparés statistiquement à ceux obtenus par l'approche de Bilan Massique basée sur la Conductivité Electrique de l'eau (Conductivity Mass Balance) (Nakamura 1971; Cimino 2003; Stewart et al. 2007; Zhang et al. 2012; Miller et al. 2015; Lott and Stewart 2016). Cette comparaison a permis d'évaluer dans notre contexte hydrologique et hydrogéologique les performances des modèles empiriques implémentés et de calibrer le modèle le plus robuste sur le Mouhoun à Samendeni. Le modèle calibré constitue alors un outil d'évaluation de l'écoulement souterrain sur l'ensemble de la série hydrologique à la station de Samendeni et à d'autres stations dans les conditions hydro-climatiques similaires. Ainsi, a-t-il été utilisé pour évaluer les écoulements souterrains sur le Mouhoun supérieur pour la période 1960-2013.

Pour la modélisation de la réponse hydrologique du bassin versant étudié, le modèle semi-distribué SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) a été utilisé. Une analyse de la sensibilité de SWAT à ses paramètres a été réalisée sur le complexe Ms-S à Samendeni et à Nwokuy. À Samendeni, une calibration sur différentes périodes de 18 ans (en glissant sur une fenêtre de 5 ans) a été effectuée sur la période 1963-2013 afin d'identifier la meilleure période de calibration. À Nwokuy un seul cas a été envisagé compte tenu de la longueur de la série (1965-1983). Le calage a été fait à Nwokuy sur la période sèche (1971-1983) et la validation sur la période humide (1965-1970). Que ce soit à Samendeni ou à Nwokuy, 3 années (1960-1962) de données ont été utilisées pour l'initialisation du modèle (*Warm up period*). Compte tenu du nombre important de paramètres qui ont influencé la réponse hydrologique (dans la

zone d'étude) lors de l'étude de sensibilité, la calibration automatique a été privilégiée à travers l'utilisation de l'outil SWAT-CUP.

Les performances du modèle ont été appréciées à travers différentes fonctions objectifs dont le Nash-Sutcliffe (NS), le coefficient de détermination ( $R^2$ ) et le pourcentage de biais (PBIAIS).

Le modèle calibré et validé a permis d'évaluer au pas de temps mensuel et annuel les termes du bilan hydrique (ruissellements, recharge, évapotranspiration réelle, variation de stock) ainsi que la réserve en eau du sol.

Pour étudier l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau, les sorties de quatorze (14) modèles climatiques régionaux (CORDEX) ont été utilisées. Des analyses statistiques ont été réalisées pour comparer les données historiques issues de ces modèles avec les observations climatiques à la station synoptique de Bobo Dioulasso. Cela a permis de retenir en définitive cinq (5) modèles pour simuler à l'aide du modèle SWAT (calibré et validé) la réponse hydrologique future (jusqu'en 2100) et d'en déduire sous deux scénarios d'émission de Gaz à Effet de Serre (RCP4.5 et RCP8.5) les termes du bilan hydrique. Pour simuler l'impact conjoint des changements environnementaux et climatiques sur les termes du bilan hydrique, les résultats d'une analyse diachronique de l'occupation des terres ont été utilisés conjointement avec les données climatiques projetées dans le modèle SWAT (calibré et validé).

### **I.5. Structure de la thèse**

Cette thèse est structurée en huit (8) chapitres qui peuvent être résumés comme suit :

**Le chapitre I** présente le contexte général de l'étude, la problématique de la recherche, les objectifs poursuivis, la description sommaire des méthodes utilisées et le plan de rédaction de la thèse.

**Le chapitre II** analyse le milieu physique et hydro-climatique du complexe Ms-S. Il s'agit de la description des éléments susceptibles d'influencer la réponse hydrologique sur le Complexe Ms-S (climat, végétation, sol, géologie, topographie, aménagements et prélèvements d'eau).

**Le chapitre III** présente la caractérisation hydrologique du complexe Ms-S : l'analyse des séries hydrométriques, le tracé de l'hydrographie, le calcul des indicateurs hydrologiques et analyse de leur tendance dans le temps.

**Le chapitre IV** utilise la géochimie et l'isotopie pour améliorer notre compréhension des interactions entre les eaux de surfaces et les eaux souterraines. Il identifie les faciès hydrochimiques, détermine les processus qui gouvernent la qualité minéralogique de l'eau et permet d'améliorer notre compréhension de la dynamique des écoulements souterrains et de la recharge.

**Le chapitre V** recherche dans un premier temps une méthode adaptée pour l'évaluation des écoulements souterrains dans notre contexte climatique et hydrologique (en combinant des approches empiriques et une méthode hydrochimique). Elle précise ensuite à partir de la méthode robuste identifiée, la contribution globale des sources d'eau à l'écoulement du Mouhoun sur la période 1960-2013.

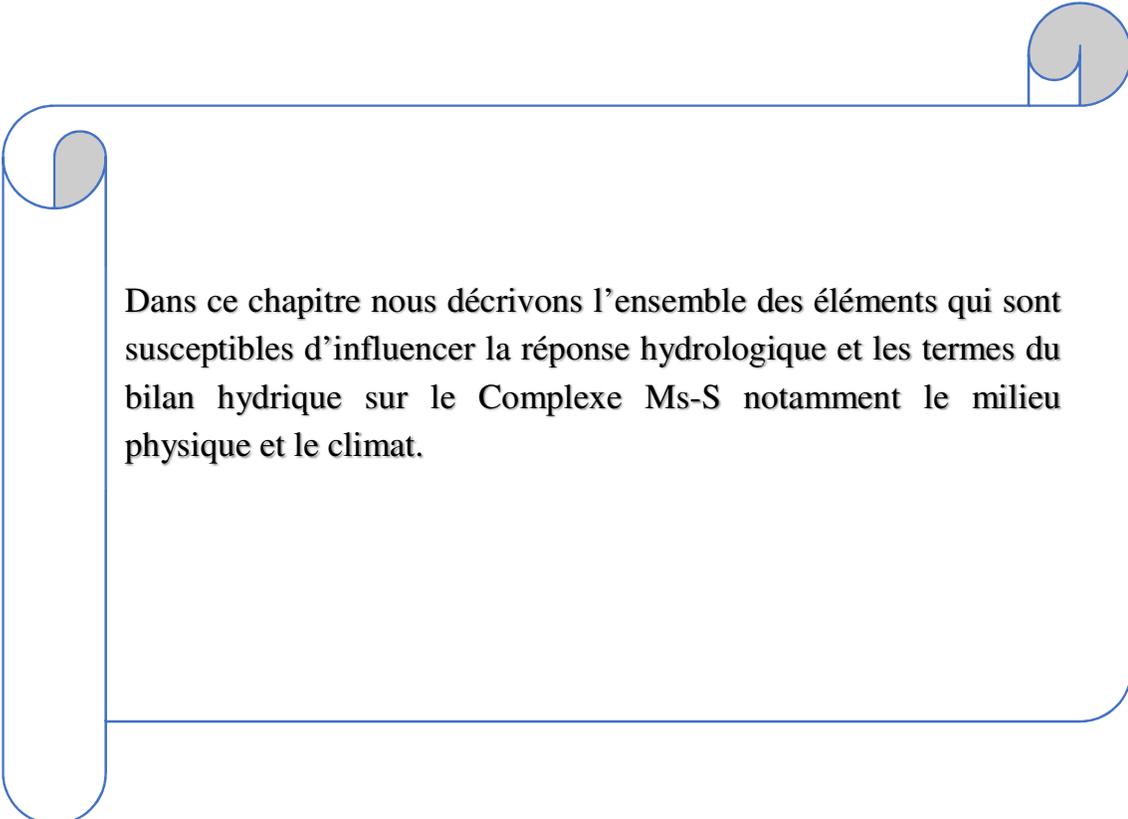
**Le chapitre VI** étudie à travers la modélisation hydrologique les termes du bilan hydrique et les précise à pas de temps mensuel et annuel.

**Le Chapitre VII** étudie à différents horizons, l'impact des changements climatiques et environnementaux sur la réponse hydrologique et les termes du bilan hydrique.

**Le Chapitre VIII** concerne la Conclusion générale. Il permet de faire la synthèse des résultats et de proposer des perspectives de recherches combinées à des perspectives techniques ou opérationnelles.

## CHAPITRE II

### MILIEU PHYSIQUE ET HYDRO-CLIMATIQUE DU COMPLEXE MOUHOUN SUPÉRIEUR SOUROU (MS-S) : DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS SUSCEPTIBLES D'INFLUENCER LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE



Dans ce chapitre nous décrivons l'ensemble des éléments qui sont susceptibles d'influencer la réponse hydrologique et les termes du bilan hydrique sur le Complexe Ms-S notamment le milieu physique et le climat.

## **CHAPITRE II : MILIEU PHYSIQUE ET HYDRO-CLIMATIQUE DU COMPLEXE MOUHOUN SUPÉRIEUR-SOUROU : DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS SUSCEPTIBLES D'INFLUENCER LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE**

### **II.1. Introduction**

Dans ce chapitre, il est question d'un certain nombre d'éléments qui sont susceptibles d'influencer la réponse hydrologique d'un bassin versant. Ainsi, les types de sols, la géologie, l'hydrogéologie, la végétation, le climat, les aménagements et les prélèvements d'eau dans le complexe Mouhoun supérieur Sourou (Ms-S) ont été décrits. En dehors de quelques investigations sur les données climatiques, de l'étude topographique et de l'élaboration de la carte du réseau hydrographique hiérarchisé, cette description est faite essentiellement sur la base des études précédentes. Il s'agit en général d'une forme de capitalisation des connaissances antérieures sur le milieu physique. Cette capitalisation nous paraît tout à fait nécessaire pour le choix d'une approche méthodologique de travail de même que pour la discussion des résultats de nos travaux. Aussi, faut-il préciser que notre objectif n'est point de faire une synthèse exhaustive de toutes les études réalisées sur le complexe Ms-S. Néanmoins nous tenterons au mieux de préciser pour ce qui concerne le milieu physique et le domaine climatique les tenants et aboutissants des études antérieures qui peuvent illuminer notre chemin tout au long de la présente étude.

### **II.2. Situation géographique**

La zone visée par cette étude est le complexe Mouhoun supérieur-Sourou (Ms-S). Dans les ambitions de l'Agence de l'Eau du Mouhoun, cette zone fera l'objet d'un Schéma d'Aménagement et de Gestion de l'Eau : le SAGE Samendeni-Sourou (3S). Le complexe Mouhoun-supérieur Sourou fait partie du bassin international de la Volta. Il est situé au Burkina Faso entre les latitudes 10°43'N et 14°23'N et les longitudes 02°10'W et 05°27'W (Figure II-1). Au Mali la zone d'étude s'insère entre les latitudes 12.74°N et 14.86°N et les longitudes 4.41°W et 14.86°W. Le bassin est alimenté comme son nom l'indique par les principaux cours d'eau Mouhoun et Sourou. Le Mouhoun prend sa source à environ 70 km au Sud-Ouest de Bobo Dioulasso et coule ensuite en direction du Nord jusqu'au point de jonction avec son principal affluent le Sourou aux environs de Léry. Le Sourou prend sa source en territoire Malien et coule du Nord vers le Sud en direction du Burkina Faso. A la confluence des deux cours d'eau, le bassin s'étend sur une superficie d'environ 35 780 km<sup>2</sup> en territoire burkinabé et sur environ 51 000 km<sup>2</sup> sur l'ensemble Burkina Faso-Mali. Au Burkina Faso, il est situé à

cheval entre les régions du Sahel (0,04%), du Nord (13,66%), de la Boucle du Mouhoun (58,85%), des Hauts-bassins (27,24%) et des Cascades (0,21%). L'ensemble Mouhoun supérieur-Sourou (Ms-S) se superpose assez bien avec la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni. D'un point de vue hydrogéologique, nos investigations s'étendent sur toute la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni. Cependant, pour ce qui concerne la caractérisation et la modélisation hydrologique nous allons nous restreindre à la partie du Mouhoun supérieur où nous disposons des stations hydrométriques à débits.

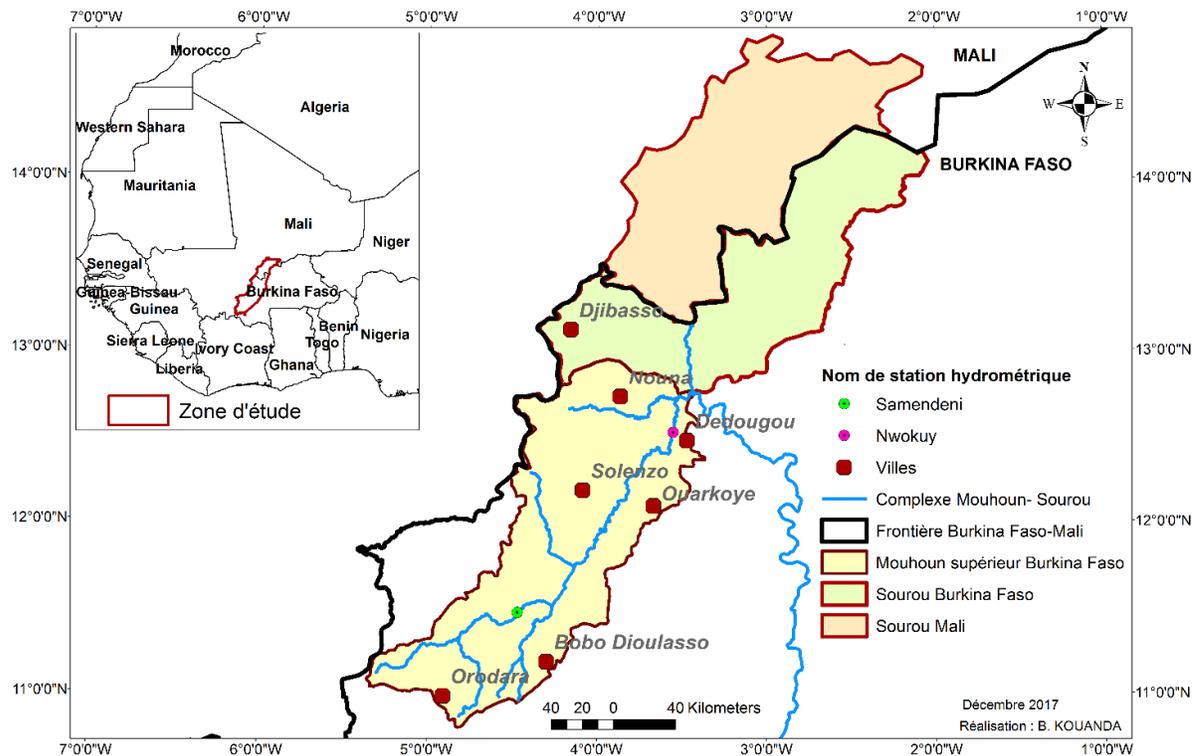


Figure II- 1 : Localisation de la zone d'étude

## **II.3. Climat du complexe Ms-S**

### ***II.3.1. La pluviométrie***

Dominé par la zone soudano-sahélienne, le complexe Ms-S dans sa partie burkinabé est arrosé par une pluviométrie interannuelle qui présente un gradient bien remarquable Sud-Nord qui se traduit par des pluies plus importantes au Sud. La carte de la répartition pluviométrique réalisée à partir de 27 postes pluviométriques avec des données entre 1981 et 2013 met en évidence l'évolution spatiale de la pluviométrie (Figure II-2). Au Sud, dans la partie soudanienne la pluviométrie moyenne interannuelle (1981-2013) atteint 1100 mm contre une moyenne interannuelle autour 520 mm à l'extrême Nord dans la partie sahélienne. Avec la méthode de Thiessen (Schumann 1998), nous avons évalué pour ce qui concerne le Mouhoun supérieur la pluviométrie à 965 mm à partir des 13 stations de la Figure II-3 (b). En général dans la partie soudanienne de la zone d'étude les pluies commencent en avril ou mai et s'étalent jusqu'en Octobre (Figure II-3 (c)). Dans la partie soudano-sahélienne, elles apparaissent en mai ou juin pour se terminer en général en septembre (Figure II-3 (d)). Les principales stations climatiques (stations synoptiques) dans la zone d'étude sont celles de Bobo Dioulasso et de Dédougou. La moyenne interannuelle de pluie sur la période 1960-2013 à la station de Bobo Dioulasso est de 1029 mm contre 813 mm à la station de Dédougou pour la même période. La Figure II-3 (a) montre clairement que le nombre de jours de pluie dans l'année est plus important à la station de Bobo Dioulasso (zone soudanienne) que le nombre de jours de pluies à la station de Dédougou dans la partie soudano-sahélienne. A la station de Bobo Dioulasso le nombre moyen de jours de pluie (1960-2013) est de 71 jours (varie entre 53 jours et 89 jours par an). À Dédougou le nombre de jours de pluies varie entre 25 et 74 jours par an pour une moyenne interannuelle de 56 jours.

Les indices pluviométriques obtenus après avoir appliqué sur les séries pluviométriques le ***filtre passe-bas d'ordre 2 de Hanning*** tel que décrit par (Soro et al. 2011; Kouakou et al. 2014) mettent en évidence deux périodes clairement distinctes à la station synoptique de Bobo Dioulasso (Figure II-2 (e)): (i) une période humide de 1960-1971 et (ii) une période globalement sèche de 1972 à 2013. On note cependant quelques fluctuations (alternance entre années sèches et humides) durant la décennie 1989-1999. L'application des tests de Pettit (Pettitt 1979) et de segmentation de Hubert (Hubert et al. 1989) à travers l'outil Chronostat tel que décrit par Paturol et al. (1995a), met en évidence une rupture en 1970 à cette station (au seuil de signification 5%). L'alternance entre années sèches et années humides durant la décennie n'a pas induit une rupture significative dans la série pluviométrique.

A la station de Dédougou (Figure II-2 (f)), les indices pluviométriques mettent en évidence trois périodes : (i) une période humide entre 1960 et 1970, (ii) une période sèche entre 1971 et 1992 et (iii) une tendance à la reprise des années humides à partir de 1993. Tout comme au niveau de la station de Bobo Dioulasso, le test de rupture de Pettitt (1979) et de segmentation de Hubert (Hubert et al. 1989) appliqués aux données de la station de Dédougou confirment une rupture autour de l'année 1970. Cependant, la tendance à la reprise des années humides à partir de 1992 ne permet pas de marquer une rupture significative avec la période sèche. En effet les cumuls pluviométriques des années humides enregistrées à partir de 1992 sont largement inférieurs à ceux de la période 1960-1970. Le test de Mann-Kendal (Kendall 1948) appliqué aux données des deux stations (Bobo Dioulasso et Dédougou) permettent aussi d'apprécier la tendance globale des précipitations annuelles et celles des précipitations maximales journalières (Figures II-5 (a) et (b)). Une tendance à la baisse est observée à la station de Bobo Dioulasso que ce soit avec les précipitations annuelles ou les maximales journalières. Cependant le test de Mann-Kendal ne permet pas de détecter une tendance monotone à la station de Dédougou que ce soit pour les cumules annuels ou les maxima journalières de pluviométrie. D'autres investigations sur les données pluviométriques réalisées par Tirogo (2016) indiquent aussi une rupture autour de 1970 à différentes stations du bassin du Kou, y compris la station de Bobo Dioulasso. Tirogo (2016) a aussi montré qu'une rupture très significative sur « les cumuls de pluies de 3 jours consécutifs supérieurs à 30 mm » présente un déficit plus important que celui de la pluie annuelle. L'auteur précise donc que les pluies qui contribuent le plus aux écoulements et à la recharge ont été les plus affectées par la baisse de la pluviométrie.

Pour ce qui concerne la partie malienne de la zone d'étude (Sourou Mali), nous ne disposons pas de données brutes de précipitations pour réaliser les investigations présentées ci-dessus, mais des études antérieures permettent de se faire une idée de la pluviométrie dans cette zone. Nous constatons avec (UNEP-GEF Volta Project 2009), que les précipitations évoluent entre 316 mm et 744 mm (Figure II-4) dans la partie du Sourou au Mali (période 1990-2007 à la station de Baye). En outre, au niveau régional, la tendance générale à la baisse et/ou l'existence d'une rupture pluviométrique à partir des années 1970 a été mise en évidence par plusieurs auteurs (Paturel et al. 1995b; Niel et al. 2003; Mahe et al. 2005; Mahé and Paturel 2009; Descroix et al. 2009; Frappart et al. 2009; Lebel and Ali 2009; Roudier 2012).

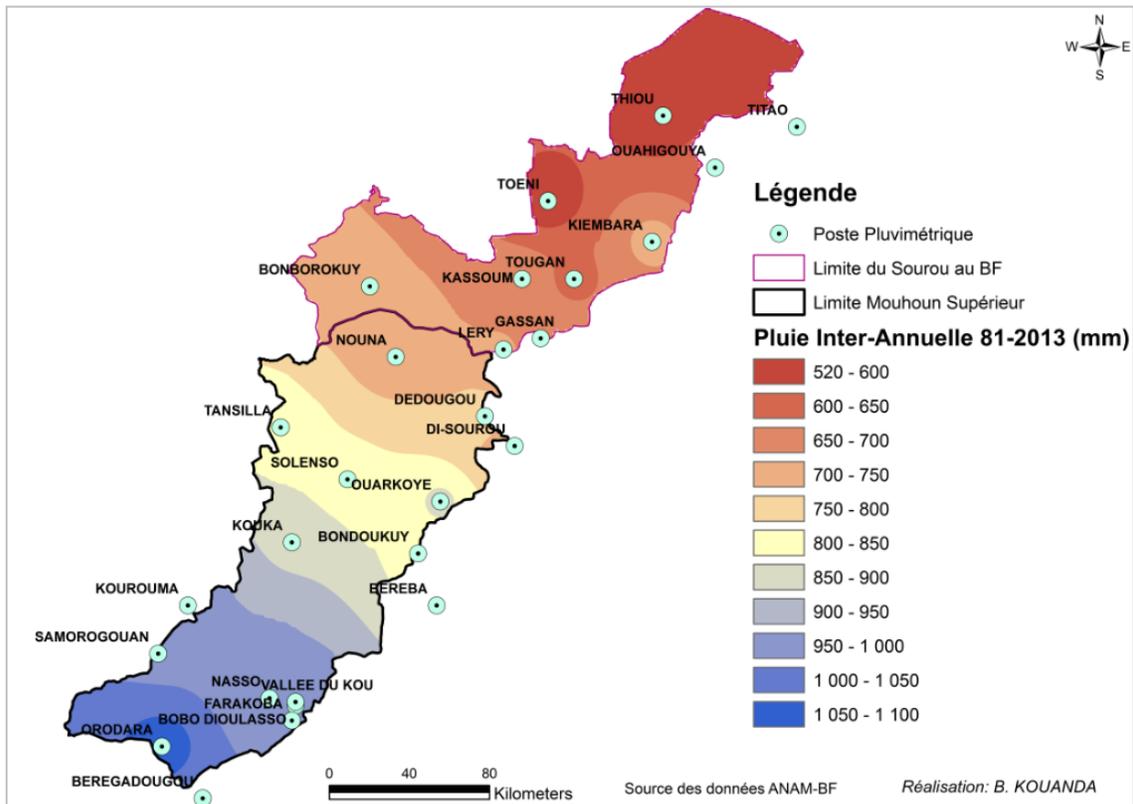


Figure II- 2 : Pluviométrie moyenne sur le complexe Mouhoun supérieur-Sourou au Burkina Faso (période 1981 - 2013)

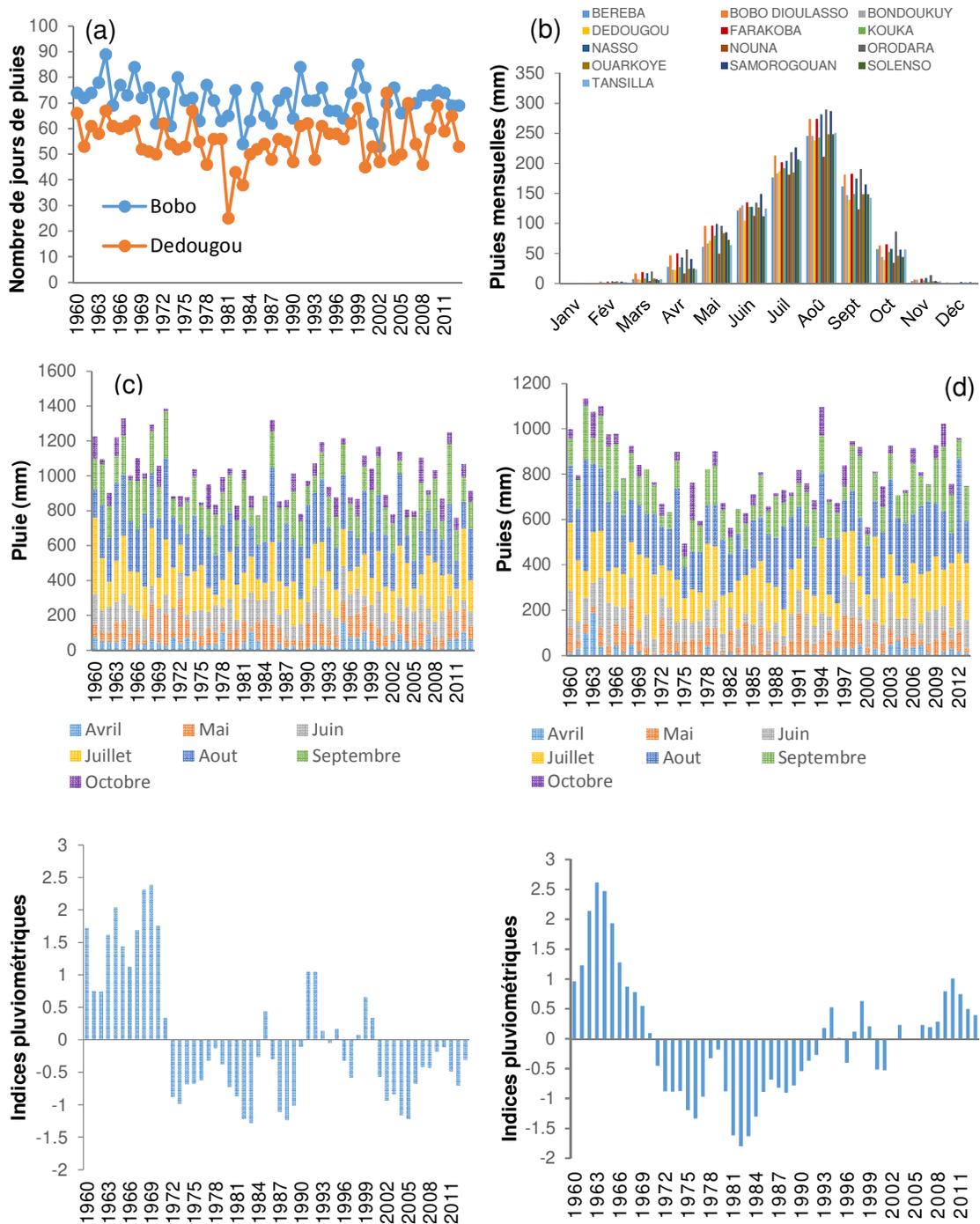


Figure II- 3 : Caractérisation de la pluviométrie sur le Mouhoun supérieur Sourou. (a) Nombre de jours de pluie à Bobo Dioulasso et à Dédougou, (b) pluies mensuelles à différentes stations, (c) répartitions mensuelles et cumules annuel de pluies à Bobo Dioulasso, (d) répartitions mensuelles et cumules annuel de pluies à Dédougou, (e) et (f) indices pluviométriques après application du filtre passe-bas de Hanning d'ordre 2 respectivement à Bobo Dioulasso et à Dédougou

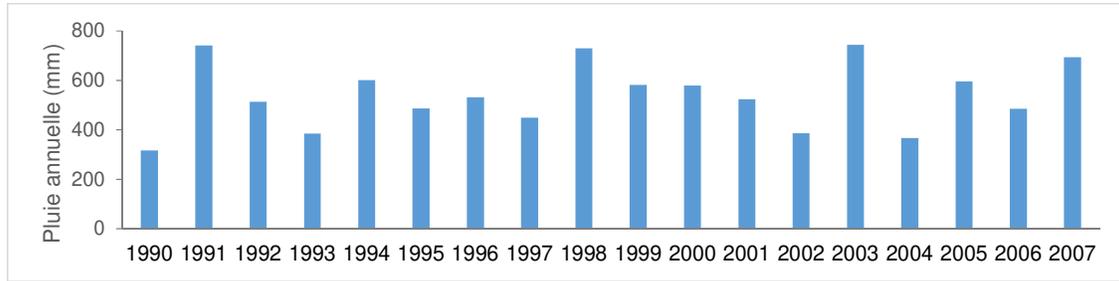


Figure II- 4: Cumul annuel de la pluviométrie dans la vallée du Sourou au Mali (station de Baye), Source :(adapté de UNEP-GEF Volta Project, 2009)

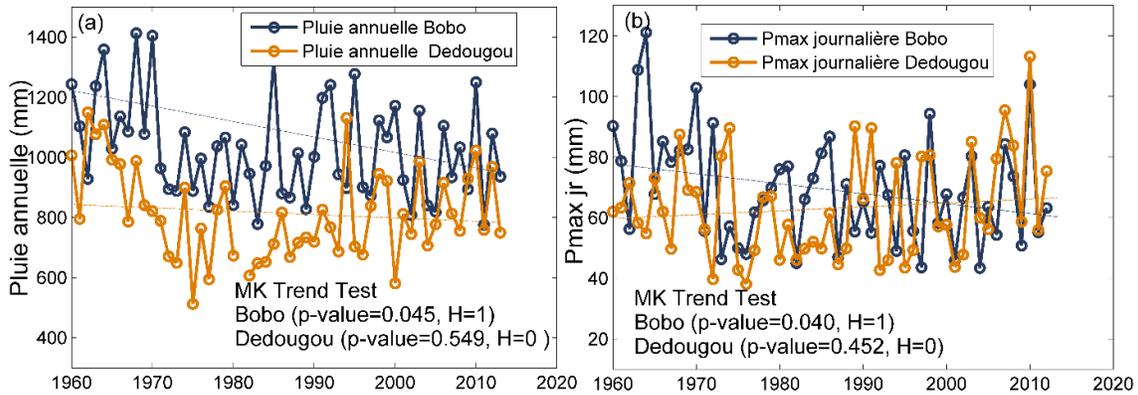


Figure II- 5 : Tendence de paramètres climatiques : (a) Cumul annuel de précipitation, (b) Pluie maximale journalière. MK Trend Test : Test de tendance de Mann Kendall. H=0 : Absence de tendance monotone dans la série de données. H=1 : Présence de tendance monotone dans la série de données.

### II.3.2. L'évapotranspiration potentielle (ETP)

A la station de Bobo Dioulasso (zone soudanienne), l'évapotranspiration varie entre 1735 mm et 2195 mm pour une moyenne interannuelle de 1950 mm (période 1960 – 2013). Sur la même période elle varie entre 1872 mm et 2369 mm à Dédougou (zone soudano-sahélienne) avec une moyenne interannuelle de 2136 mm. L'ETP présente une tendance significative à la hausse confirmée par le test de tendance de Mann-Kendall (1948) que ce soit dans la zone soudanienne ou soudano-sahélienne (Figure II-6 (c)). Cette tendance à la hausse au niveau de la station de Bobo Dioulasso a déjà été prouvée par Tirogo (2016) pour ce qui concerne la station de Bobo Dioulasso. Elle corrobore aussi les résultats obtenus sur d'autres bassins Ouest africains (Mahé and Patrel 2009; Tall et al. 2017). Dans le cas du Burkina Faso, cette hausse significative de l'ETP pourrait entraîner un tarissement précoce des nombreux plans d'eau mobilisés à travers les barrages et les petits ouvrages de retenues d'eau appelés localement « boulis ». Les choix des options de mobilisation de la ressource en eau devraient donc prendre en compte cette dimension pour plus d'efficacité dans la gestion des ressources en eau surtout dans un contexte de changement climatique.

### ***II.3.3. La Température***

Sur la période 1960-2013, le minimum annuel des températures minimales journalières à Bobo Dioulasso (zone soudanienne) est de 11°C enregistré en décembre 1960 et de 10°C à la station de Dédougou (zone soudano-sahélienne) enregistré durant le mois de janvier en 1960 et en 1995 (Figure II-5 (f)). La valeur maximale sur la période 1960-2013 des températures maximales journalières à la station de Bobo Dioulasso est de 41.7°C enregistrée en mars 2013. A la station de Dédougou, elle est de 44.5°C enregistrée en avril 1994 (Figure II-5(e)). Quant aux valeurs moyennes journalières elles évoluent entre 15.3°C et 35.1°C à la station de Bobo Dioulasso et entre 17.9°C et 38.7°C à la station de Dédougou pour la période 1960-2013. Nous notons qu'avec les maxima annuels des températures maximales journalières et les moyennes annuelles des températures moyennes journalières, il y a une tendance significative à la hausse des valeurs (Figure II-6 (d) et (e)). Cette tendance à la hausse est confirmée avec le Test de Mann Kendall. Par contre avec les minima annuels des températures minimales journalières, la tendance est légèrement à la hausse à la station de Bobo Dioulasso, par contre à la station de Dédougou, les fluctuations sont relativement importantes avec pour conséquence l'absence d'une tendance monotone (absence de tendance confirmé par le Test de Mann Kendal, Figure II-6 (f)). Pour ce qui concerne toute l'Afrique de l'Ouest une récente étude (Sylla et al. 2016) mentionne une hausse graduelle de 0.5°C par décade depuis plusieurs décennies. Aussi, des données climatiques projetées dans le long terme indiquent-elles une hausse plus importante des températures dans le contexte Ouest africain (entre 1.5 et 6.5 °C) (Sylla et al. 2016). Une autre étude qui a concerné toute l'Afrique (Mariotti et al. 2011) prévoit dans la période (2080-2100) une hausse qui pourrait atteindre 5°C. Même si les études divergent sur la vitesse ou le rythme de la hausse des températures, elles semblent converger vers la même tendance qui est la hausse des valeurs que ce soit pour les périodes historiques ou projetées. Cette hausse de la température constatée serait en partie responsable de la hausse de l'évapotranspiration potentielle mentionnée précédemment (Mahé and Paturel 2009; Tall et al. 2017). Nous verrons aussi dans le chapitre VII de la présente étude comment les tendances futures du climat impactent la réponse hydrologique d'un bassin versant Ouest africain (le Mouhoun supérieur).

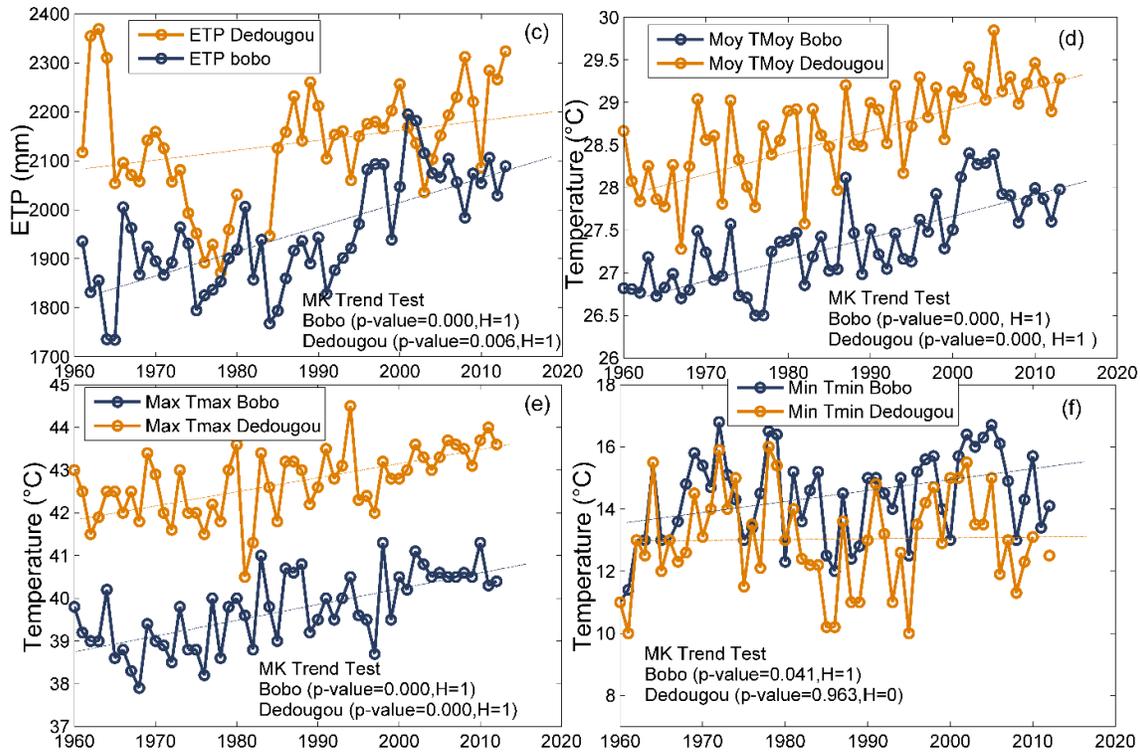


Figure II- 6: Tendance de paramètres climatiques : Cumul annuel de l'ETP, (d) Moyenne annuelle des températures moyennes journalières, (e) Maximum annuel des températures maximales journalières, (f) Minimum annuel des températures minimales journalières. MK Trend Test : Test de tendance de Mann Kendall. H=0 : Absence de tendance monotone dans la série de données. H=1 : Présence de tendance monotone dans la série de données.

### II.3.4. Les vents, l'humidité relative et l'ensoleillement

Une étude récente réalisée par le Secrétariat Permanent du Conseil National du Développement Durable (SP/CNDD 2017) sur la base de données issues de l'Agence Nationale de la météorologie permet de donner une description de ces trois paramètres au niveau national. De cette étude il ressort que les vents froids, secs et poussiéreux du secteur nord-est (Harmattan) et les vents chauds et humides du secteur sud-ouest (mousson) sont dominants. Leur vitesse reste faible sauf en cas d'orage ou de ligne de grains. On observe une fréquence plus accrue des vents de sable. Sur l'ensemble du territoire et pour toute l'année, les plus faibles valeurs d'humidité relative se situent entre novembre et février, tandis que les plus fortes valeurs se rencontrent entre mai et septembre avec un pic en août. Globalement, l'humidité de l'air reste supérieure à 10 % et inférieure à 95% toute l'année. Au Burkina Faso, les valeurs de l'insolation sont élevées toute l'année tout en restant en général comprises entre 6 h et 10 h. À Bobo Dioulasso (dans la zone soudanienne) elles sont inférieures à 6 h au cours du mois d'août. La durée moyenne de l'insolation croît du Sud-ouest au Nord. Elle est de 8 heures au Sud-ouest

contre 9.2 heures au Nord avec un cumul annuel allant de 2 830 heures environ au Sud-ouest à 3350 heures au Nord.

#### II.4. Sol

Le sol influence le comportement hydrologique d'un bassin versant par ses propriétés mécaniques qui régissent sa perméabilité, donc sa capacité à l'infiltration. C'est ainsi que des données relatives aux types de sols sont nécessaires pour faire tourner certains modèles hydrologiques distribués ou semi-distribués, notamment les modèles à base physique. C'est le cas par exemple du modèle distribué GSFLOW (Markstrom et al. 2008) et du modèle semi distribué SWAT (Arnold et al. 1998). La Figure II-7 donne la répartition des différents types de sols rencontrés dans le complexe Ms-S. Le Tableau II-1 précise les propriétés mécaniques des sols rencontrés dans le bassin. Ces propriétés sont susceptibles de conférer au sol, sa capacité à emmagasiner de l'eau, à se laisser traverser par l'eau ou à favoriser l'écoulement de surface ou hypodermique.

Tableau II- 1: Types de sols rencontrés dans le complexe Ms-S et leurs propriétés mécaniques (adapté de Wellens et Compaoré (2003)).

Types de sols	Propriétés mécaniques
Sols hydromorphes, minéraux, peu humifères à pseudogley, sur matériau alluvionnaire de texture variable souvent argileuse	Sols à mauvais drainage
Sols ferrugineux tropicaux lessivés ou appauvris, hydromorphes sur matériau sablo-argileux à argileux issus de grès associés à des sols ferrallitiques (à sesquioxyde) faiblement et moyennement désaturés	Bonne perméabilité, bien drainé
Sols peu évolués, d'origines non climatiques, d'érosion, sur matériau gravillonnaire, association à lithosols sur cuirasse ferrugineuse.	Indice de drainage mauvais à médiocre en surface, plus mauvais en profondeur
Sols à mull des pays tropicaux, sols bruns eutrophes, modaux sur matériau argileux issu de roches basiques, association à sols bruns eutrophes, vertiques, sur matériau remanié riche en éléments grossiers, à sols bruns eutrophes, hydromorphes et à vertisols topomorphes, grumulosiques, modaux	Le drainage externe est généralement moyen et le drainage interne moyen à médiocre. Sols à potentialité de fertilité élevée
Sols fersiallitiques, moyennement désaturé, typique ou remanié, sur matériau argilo-sableux issu de grès	Perméabilité bonne à élevée (supérieure à 4 cm/heure), mais présence de sols mal drainés. sols à potentialité de fertilité élevée.

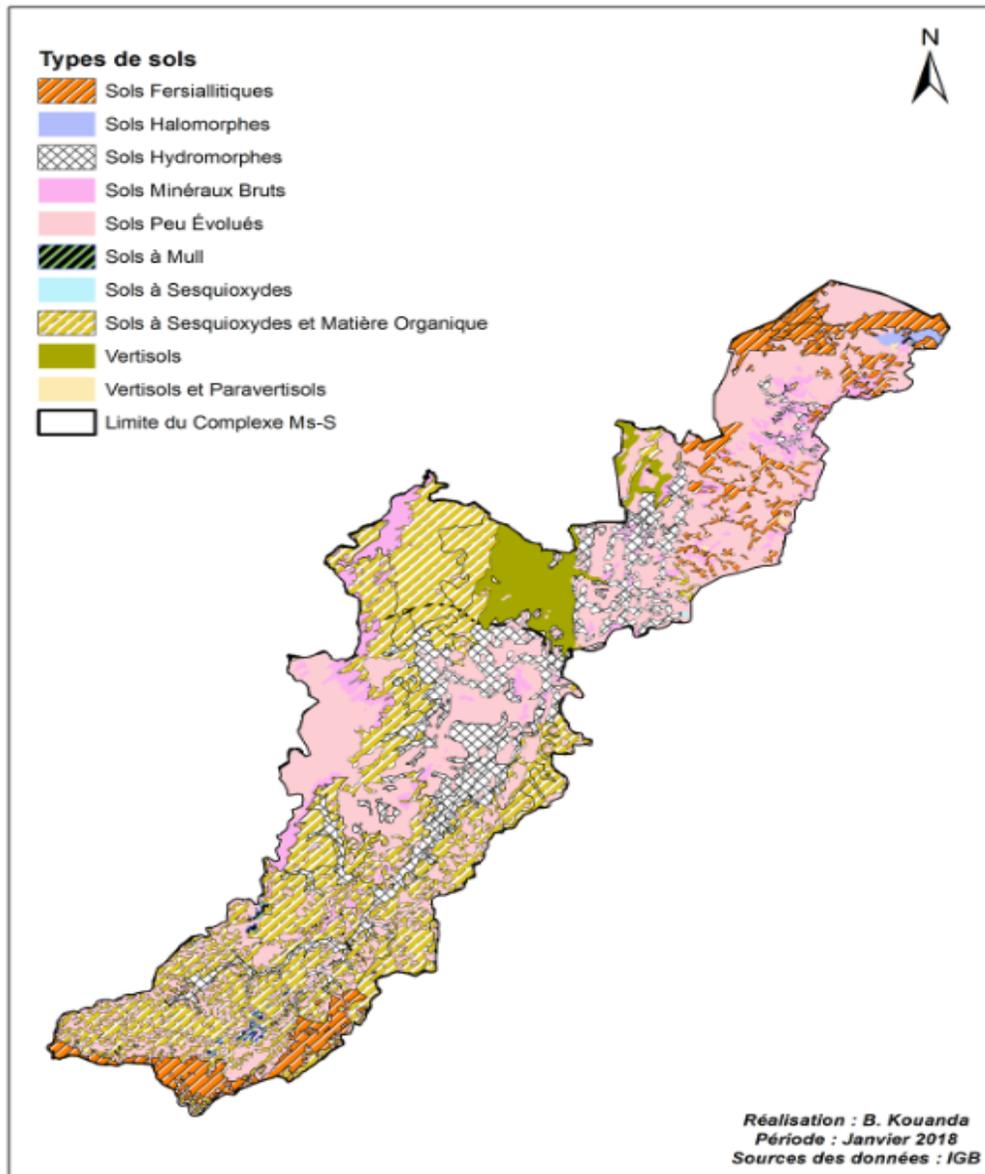


Figure II- 7 : Caractéristiques pédologiques simplifiées du complexe Mouhoun supérieur-Sourou au Burkina Faso.

## II.5. Contexte Géologique et hydrogéologique

### II.5.1. Géologie et hydrogéologie

Rappelons le contexte général de la géologie du Burkina Faso à travers (IWACO 1993) : le Burkina Faso appartient au Domaine Baoulé-Mossi du Craton Ouest-africain. Il comprend trois types principaux de formation géologique : 1) le socle paléoprotérozoïque couvrant la majeure partie du territoire ; 2) la couverture sédimentaire néoprotérozoïque recouvrant les limites ouest, nord et sud-est du pays ; 3) les terrains cénozoïques du Continental terminal occupant

des surfaces réduites aux confins nord-ouest et extrême Est. Comme nous l'avons déjà précisé dans la présentation de la zone d'étude, les investigations hydrogéologiques concernent la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni. Néanmoins nous précisons que le bassin du Sourou présente au Burkina Faso une petite partie dans le socle cristallin. La thèse de Koussoube (2010) permet d'avoir les détails sur la géologie, la tectonique et l'hydrogéologie de l'ensemble du Sourou y compris le petit morceau dans le socle cristallin. Pour ce qui concerne le bassin sédimentaire de Taoudeni, il a aussi fait l'objet de plusieurs études dont la synthèse permet d'avoir une description assez complète de son contexte géologique et hydrogéologique (Trompette 1973; Ouedraogo 1992, 1994, 2006; IWACO 1993; Dakoure 2003; Derouane 2008, 2010; Koussoube 2010b; Tirogo 2016; AIEA 2017). Dans cette partie nous présentons une brève synthèse sur laquelle nous allons nous appuyer plus tard pour étudier non seulement les potentielles interactions entre les eaux de surface et souterraines mais aussi pour comprendre les processus qui gouvernent la minéralisation des eaux (facteurs anthropiques et contribution des minéraux en place).

Sur le bassin de Taoudeni, les premières études géologiques et hydrogéologiques remonteraient à des dates assez reculées (dans les années 1930) et le résumé de certaines d'entre elles est accessible avec l'étude de Trompette (1973). Selon Trompette (1973) à partir de 1958 les études géologiques du bassin de Taoudeni prennent un second départ avec les reconnaissances pétrolières et les reconnaissances des sociétés minières (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) ; ces travaux bénéficient largement de l'apport des photographies aériennes qui accroissent grandement le rendement du géologue de terrain. Les travaux de Ouedraogo (2006) dans le cadre du programme VREO, résumés avec Tirogo (2016) permettant d'avoir l'aperçu présenté ci-dessous.

Dans la partie burkinabé du bassin de Taoudéni (45 000 km<sup>2</sup>), on distingue neuf formations dans la zone sédimentaire subdivisées en quatre groupes:

- **le groupe de Banfora** qui comporte la formation des Grès inférieurs (Gi) est constitué de grès plus ou moins grossiers contenant des passées très fines, silteuses avec une puissance de l'ordre de 300 m ;
- **le groupe de la Falaise**, composé des Grès de Kawara-Sindou (GKS) et des Grès fins glauconieux (Gfg), est constitué de grès grossiers (voire conglomératiques) à fins, d'une puissance de l'ordre de 800 m ;
- **le groupe de Bobo** est composé des Grès à granules de quartz (Ggq), des Siltstones,

Argilites et Carbonates de Guéna-Sourou-Koundinga (SAC1), des Grès fins roses (Gfr), des Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiéban (SAC2), des Siltites et des Grès-quartzites de la passe de Fo (SQ). Il est constitué de formations fines et tendres, épaisses d'environ 1400 m, atteignant 2000 mètres au nord de Bobo Dioulasso et une épaisseur encore plus grande dans les grès de Bandiagara au Mali ;

- **le groupe de Bandiagara** composé des Grès de Fo-Bandiagara (GFB) est constitué de grès très grossiers conglomératiques, d'environ 50 m d'épaisseur, plus répandus au Mali.

Il convient cependant de souligner avec (Derouane 2008) que la distinction des neuf formations précisées ci-dessus répond à des critères typiquement pétrographiques : aucun élément pertinent ne permet d'associer à chacune de ces formations un aquifère distinct. Des investigations géochimiques réalisées avec (Dakoure 2003; Huneau et al. 2011) soutiennent cette observation de Derouane. Cela nous amène, dans la présente étude, à considérer deux grands ensembles aquifères dans les études des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines, de même que dans l'investigation des processus de minéralisation des eaux (Chapitre IV). Les grands ensembles aquifères que nous considérons sont l'Infra Cambrien (IC) et le Continental Terminal (CT). Cette considération a aussi pour avantage d'adopter une typologie utilisée à la fois par les acteurs de l'eau au Mali et au Burkina Faso. En effet il a été constaté qu'au Mali l'Infra Cambrien est subdivisé en deux groupes (Figure II-10) : (i) Infra Cambrien Tabulaire (ICT) et (ii) Infra Cambrien Plissé (ICP). ICT au Mali est tout simplement le prolongement de l'Infra Cambrien burkinabè vers le Mali (Figure II-8). L'Infra Cambrien Tabulaire malien présenté sur la Figure II-8 concerne uniquement la partie incluse dans le bassin du Sourou. Toute son extension au Mali est accessible à partir de la Figure II-10. Quant à l'ICP la littérature n'indique sa présence au Burkina Faso. La figure II-9 permet de voir toute son extension au Mali. L'annexe II-1 donne une présentation détaillée de la stratigraphie de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudéni.

Aussi faut-il préciser que dans cette subdivision, l'Infra Cambrien Burkinabè regroupe en dehors du CT, l'ensemble des formations sédimentaires de la bordure Sud-Est de Taoudéni au Burkina Faso (Annexe II-1). La typologie des grands ensembles aquifères adoptée dans cette étude (au Mali et au Burkina Faso) est donc la suivante : Infra Cambrien Tabulaire (ICT), l'Infra Cambrien Plissé (ICP), le Continental Terminal (CT). La Figure II-9 donne une vue en 3D des sous aquifères de l'ICT burkinabè et du CT burkinabè.

Sur le plan de la tectonique Tirogo (2016), en se référant à deux études précédentes SOGREAH Ingénierie (1994) et Talbaoui (2009) permet d'avoir les éléments présentés ci-

dessous. La zone sédimentaire de la bordure Sud-Est de Taoudeni est caractérisée par une structure monoclinale à pendage faible (environ 2°) vers le nord-ouest. Avec ce pendage de 2°, les couches s'enfoncent de 35 m par km, ce qui amènerait le GKS à près de 4000 m de profondeur vers la frontière malienne. Bien qu'aucun forage n'ait atteint le socle dans ces endroits, cette profondeur paraît excessive et il est possible que le pendage s'atténue vers le nord-ouest. Des pendages contraires qui sont liés à des accidents tectoniques ou à des intrusions doléritiques ou à des plissements suivant un axe Fô-Sanaba sont rencontrés localement. Les formations sont en général très fracturées surtout dans les niveaux gréseux où on rencontre des diaclases et des failles. Les diaclases sont particulièrement visibles sur le bord de la falaise, où la roche affleure. Elles suivent deux directions prédominantes : SSE-NNO et SO-NE. Elles affectent toutes les formations, mais surtout les GKS, ce qui est à l'origine de son aspect ruiniforme (aiguilles de Sindou) et les Ggq. Les Gfg et les SAC sont moins diaclasés. Autour de Bobo-Dioulasso, des failles ont été mises en évidence sur le terrain et par les coupes géologiques tracées à partir des données de forages. Elles sont à rejet vertical, à orientation SSE-NNO. Leur rejet, difficile à estimer, serait de l'ordre d'une centaine de mètres. Plus spécifiquement, dans la zone des sources de Nasso Guinguette une prospection géophysique met en évidence un réseau de failles et diaclases ouvertes qui serait d'ailleurs à l'origine de ces sources.

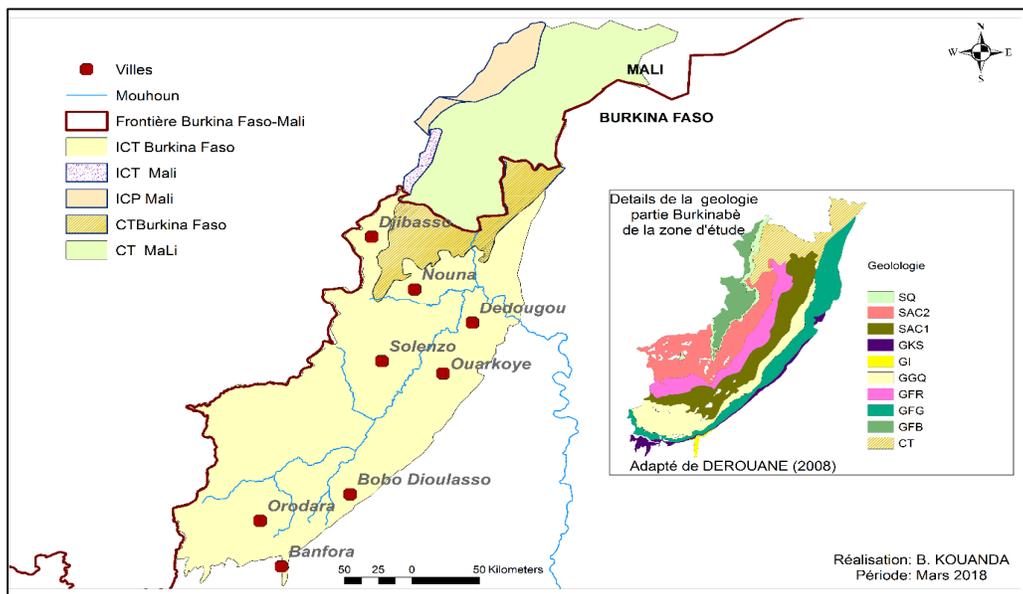


Figure II- 8 : Géologie simplifiée de la zone d'étude (i) ICT (Infra Cambrien Tabulaire) avec ses sous-aquifères au Burkina Faso: Grès inférieur (GI), Grès de Kawara-Sindou (GKS), Grès Fins Glaucוניeux (GFG), Grès à Granules de Quartz (GGQ), Siltstones, Argilites et Carbonates (SAC1), Grès Fins Roses (GFR), Siltstones, Argilites et Carbonates (SAC2), Siltstones et Quartzites (SQ), Grès grossiers de Fobandagara (GFB). (ii) ICP (Infra Cambrien Plissé du Mali), (iii) CT (Continental).

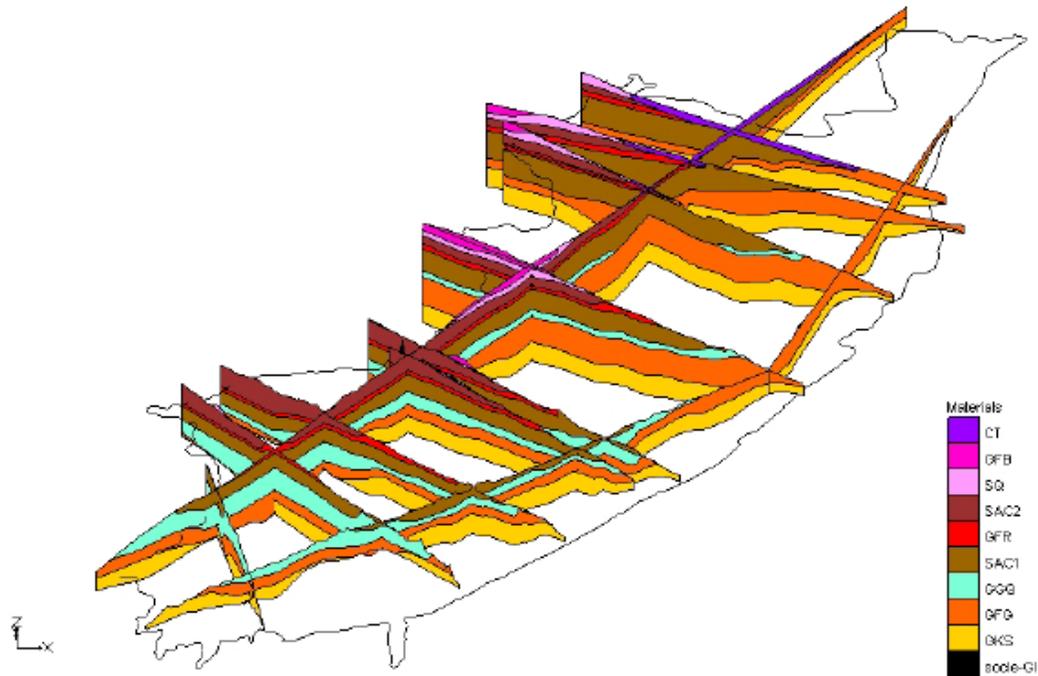


Figure II- 9 : vue 3D de coupes générées librement à travers le modèle géométrique (Derouane 2008).

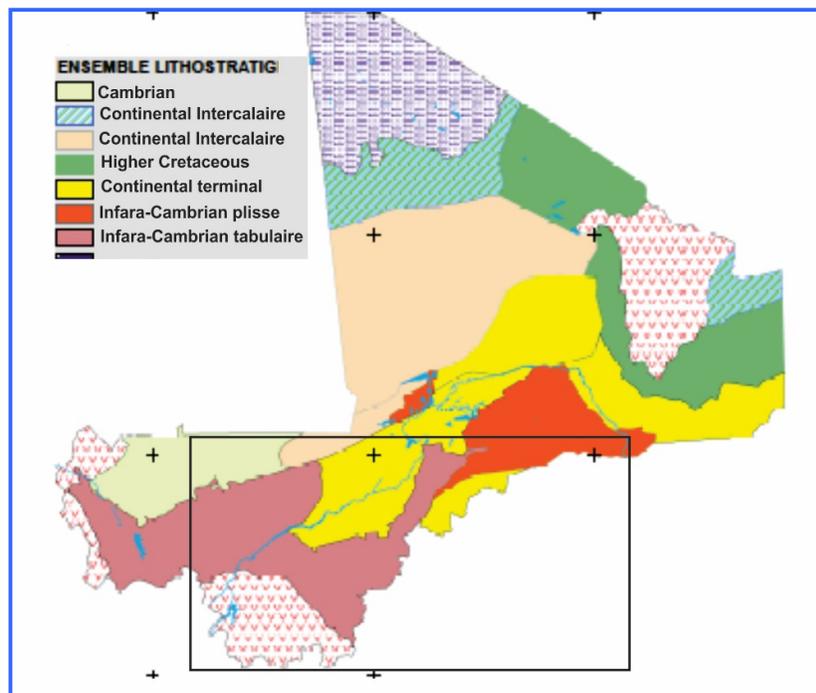


Figure II- 10 : Carte de la géologie au Mali (AIEA 2017)

## **II.5.2. Paramètres hydrodynamiques**

### *II.5.2.1. Coefficient d'emménagement et transmissivité*

Le coefficient d'emménagement et la transmissivité ont été évalués par Gombert (1999), cité par Derouane (2008) dans le cadre du Programme (RESO) pour ce qui concerne le bassin sédimentaire de Taoudeni au Burkina Faso. Les principaux résultats, sur le plan quantitatif, sont précisés dans le Tableau II-2 ci-dessous. Les données disponibles à ce jour semblent tout à fait insuffisantes pour évaluer par formation une valeur pertinente du coefficient d'emménagement. Néanmoins dans le cadre du programme RESO, celui-ci est évalué, en moyenne sur toute la série sédimentaire, à  $1,1 \times 10^{-4}$ , pour un taux moyen de captivité d'aquifère de l'ordre de 31%. Dakoure (2003) capitalise à partir du projet bilan d'eau (IWACO, 1989) les éléments suivants : (i) l'ensemble gréseux du bassin sédimentaire, les grès à galets de quartz (grès de Bobo) et les grès de base s'avèrent de très bons aquifères; (ii) la transmissivité est comprise entre  $1,4$  et  $2,8.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s et les débits spécifiques voisins à 1 m<sup>3</sup>/h/m ; (iii) dans la partie Burkinabè de l'aquifère sédimentaire de Taoudeni le classement par ordre croissant des meilleures conditions de transmissivité pour les séries sédimentaires est le suivant : en premier lieu les calcaires et dolomites, ensuite les grès, puis le Continental Terminal. Du côté du Mali les transmissivités des aquifères, mesurées lors du projet Mali Sud II SOGREAH (1988) cité par Dakoure (2003) s'échelonnent entre  $3,9.10^{-2}$  et  $1,6.10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s et la distribution par formations aquifères est la suivante :

- Schistes de Toun (ST) : bonne transmissivité :  $10^{-4}$  à  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s
- Dolérites (DOL) : transmissivités assez variées, surtout comprises entre  $5.10^{-5}$  à  $5.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s
- Grès de Koutiala et de Bandiagara (GB+GK), Grès Inférieurs (GI) et Grès Silto-Dolomitiques : Transmissivités assez variées, entre  $10^{-6}$  et  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s, les transmissivités les plus fréquentes se situent dans la gamme  $10^{-6}$  à  $5.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s.

Dakoure (2003) obtient d'autres éléments nouveaux sur la transmissivité par interprétation des pompages d'essais de longue durée, complétés par un certain nombre d'investigations documentaires et montre que 66% des valeurs sont inférieures à  $5.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s, et que le maximum se situe à  $3.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s (Figure II-11). Pour ce qui concerne les coefficients d'emménagement il met en évidence des valeurs assez faibles (en moyenne autour de  $10^{-3}$ ) indiquant le caractère captif de certains aquifères du bassin sédimentaire. Les valeurs trouvées sont de l'ordre de  $1,5.10^{-3}$  pour les formations des grès de Kawara Sindou,  $6,61.10^{-3}$  pour les grès à granules de

quartz. Les plus faibles valeurs se rencontrent dans les formations des grès fins glauconieux avec une moyenne de  $6,3 \cdot 10^{-6}$ .

Sur le bassin du Kou Tirogo (2016) trouve des valeurs de transmissivité variant entre  $1,6 \cdot 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s et  $7,4 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s témoignant de l'hétérogénéité spatiale de la transmissivité de l'aquifère multicouche sédimentaire. Elle est variable d'une couche à l'autre mais aussi au sein d'une même couche indique Tirogo (2016). Au niveau des Gfg, on note même la présence de niveaux semi-perméables ( $K < 10^{-6}$  m/s). L'aquifère des Ggq est le plus productif avec une transmissivité moyenne de  $1,7 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s et un débit spécifique moyen d'environ 15,6 m<sup>3</sup>/h/m (estimé sur la base de 8 essais). Celui des Gfg semble être le moins productif avec une transmissivité moyenne de  $6,1 \cdot 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s et un débit spécifique moyen de 0,3 m<sup>3</sup>/h/m.

L'ensemble des études susmentionnées permettent de se faire une idée assez claire de l'hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire de Taoudeni notamment sa bordure Sud-Est intérieure au Burkina Faso et au Mali. La captivité des aquifères en place semble évident au regard des valeurs suffisamment faibles de transmissivités et de coefficients d'emménagement. Cependant notons que l'ensemble des auteurs susmentionnés (Dakoure 2003; Derouane 2008, 2010; Tirogo 2016) ont émis les inquiétudes suivantes : (i) les données d'essais de pompage utilisées pour évaluer la transmissivité sont très limitées pour donner des valeurs suffisamment représentatives, (ii) l'utilisation des essais de pompes courtes durées (pour palier le nombre limité d'essais de pompage longue durées) ne permet pas de tester suffisamment l'aquifère et cela peut introduire des biais importants dans les calculs.

**Tableau II- 2 : Paramètres hydrodynamiques (Gombert (1999), cité par Derouane (2008)).**

Formation	Nombre de forages	Profondeur moyenne des forages	Niveau statique	Debit moyen des forages	Debit moyen spécifique	Transmissivité moyenne	Perméabilité Moyenne
		m	m	m <sup>3</sup> /h	m <sup>3</sup> /h/m	10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /s	10 <sup>-6</sup> m/s
GI	18-21	75	8.9	5.1	0.6	0.51	0.2
GKS	44-69	48	5.9	5.1	0.4	2.7	1.2
GFG	140-166	80	15.5	9.1	0.5	2.8	0.5
GGQ	222-271	62	13.1	13	1	8.5	3
SAC1	158-179	66	10.8	13.4	1.4	4.9	2.2
GFR	55-58	62	10.8	6.8	1.3	1.7	1.7
SAC2	80-99	53	7.6	7.6	5.5	2.3	1.1
SQ+GFB	4-9	66	1	13.2	18.5	2.8	2.6
Série complète	721-872	60	10.4	9.8	2.6	4.1	1.8

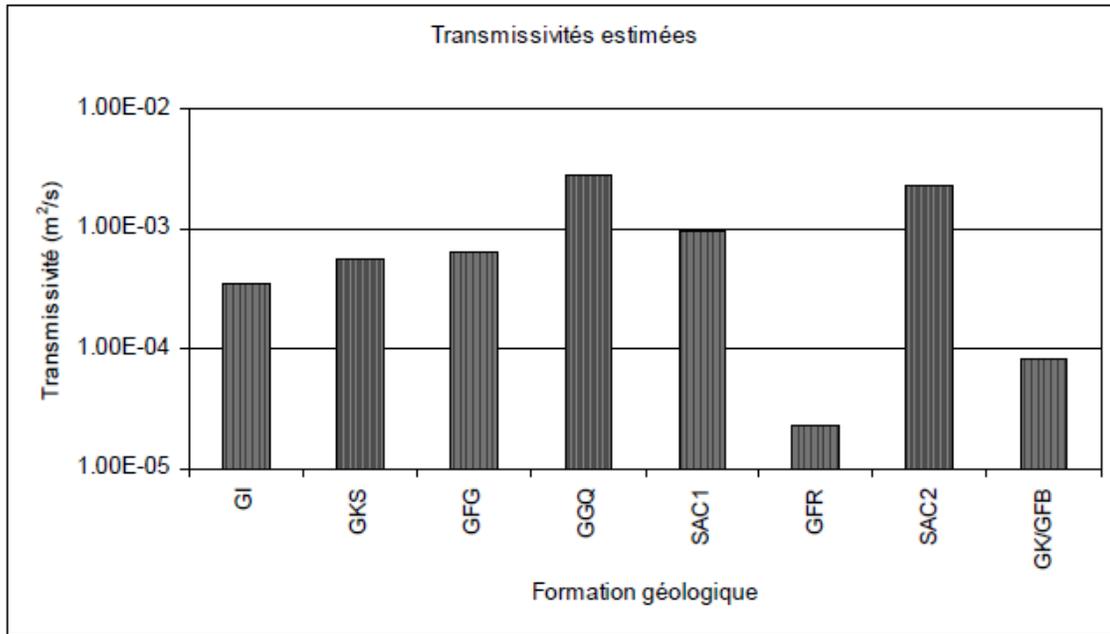


Figure II- 11 : Transmissivités estimées par de essais de débit dans les différentes formations géologiques (sédimentaire au Burkina Faso), Source : Dakoure (2003).

#### II.5.2.2. Recharge de la nappe

La recharge a fait directement ou indirectement l'objet de quelques études dans la zone d'étude. L'approche en général utilisée est basée sur le bilan hydrique de Thornthwaite (en faisant une hypothèse sur la valeur de la réserve en eau du sol) ou sur la modélisation hydrogéologique (Dakoure 2003; Derouane 2008, 2010; Sauret 2013; Tirogo 2016). D'un point de vue spatial, les valeurs trouvées sont soit pour un sous bassin donné, soit sur l'ensemble de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni. D'un point de vue temporel elles sont en général annuelles. Ainsi, peut-on citer sur la zone d'étude :

- Tirogo (2016) pour le bassin du Kou, la valeur d'infiltration profonde est estimée entre 70mm (décennie 2001-2010) et 245 mm (décennie 1961-1970) sur la base d'une RFU variant entre 100 mm et 200 mm.
- Derouane (2008) estime la recharge entre 20 et 160mm (valeur décroissant du Sud vers le Nord) pour une RFU de 170 mm.
- Dakoure (2003) pour la zone de Bobo-Dioulasso, une valeur moyenne d'infiltration sur la période 1981-1990 comprise entre 74 mm (pour une RFU de 200 mm) et 120 mm (pour une RFU de 140 mm).
- (IWACO, 1989, cité par (Derouane 2008)) sur la zone de Bobo-Dioulasso, une valeur de recharge de 166 mm

- CIEH (1987), cité par Dakoure (2003) sur la plaine du Gondo, une valeur de recharge de 20 à 38 mm (étude régionale) ;
- CIEH (1987), cité par Dakoure (2003) pour les grès primaires et infracambriens dans le bassin de Taoudeni, une valeur de recharge de 46 à 61 mm.
- BRGM (1986) estime la recharge à 266 mm pour 1076 mm de précipitation.

Cette synthèse nous permet de constater la difficulté d'estimer la recharge compte tenue de la diversité des valeurs trouvées. En effet, la recharge dépend de plusieurs facteurs (Topographie, pédologie, géologie, précipitations, occupation des terres etc...). Son évaluation à partir de la méthode du bilan hydrique de Thornthwaite peut donc être assez subjective surtout quand la valeur de la RFU n'est pas bien maîtrisée. Tirogo (2016) a montré à travers une analyse de sensibilité qu'une erreur sur la RFU peut dégrader conséquemment la qualité de l'estimation de la recharge. Par exemple elle montre qu'entre une réserve en eau du sol maximale de 100 mm et celle de 200 mm, la recharge varie du simple au double. Néanmoins, au-delà des incertitudes que ces estimations peuvent comporter, elles ont été faites sur des bases scientifiques rigoureuses et permettent d'enrichir la discussion sur les potentialités aquifères du bassin sédimentaire de Taoudeni. Dans le cas de la présente étude, d'autres approches basées essentiellement sur une modélisation intégrée qui prend en compte à la fois l'aspect topographique, les types de sols, les types d'occupations des terres et des données climatiques telles que la pluviométrie, l'humidité relative et la vitesse du vent ont permis d'apporter d'autres estimations de la recharge non seulement à l'échelle de l'année hydrologique mais aussi à pas de temps mensuel (Chapitre VI).

#### *II.5.2.3. Piézométrie*

La piézométrie est essentielle pour caractériser non seulement les paramètres hydrodynamiques des aquifères mais aussi pour comprendre la dynamique des nappes dans le temps et dans l'espace. Malheureusement le réseau piézométrique au niveau national reste très sommaire et le développement du réseau est très récent. Le Burkina Faso compte actuellement une centaine de piézomètres sur l'ensemble du territoire et environ 60% ont été installés après 2003. Pour pallier l'insuffisance du réseau piézométrique, le programme VREO a réalisé le nivellement topographique d'un ensemble de forages dont on connaît le niveau statique. Un certain nombre de sources d'eau ont été aussi nivelées. Ce nivellement a concerné au total 242 points sur la partie sédimentaire du Burkina Faso. Cela a permis de réaliser une carte piézométrique à l'échelle de toute la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Derouane 2008). Il convient cependant de préciser que la carte piézométrique a été réalisée sur la base d'un

ensemble de forages ne dépassant pas 200 m de profondeur sur la base d'une hypothèse qui admet l'unicité d'une nappe d'eau à l'échelle de la zone d'étude. En effet, l'intégration de tous les points nivelés au sein d'une même interpolation, indépendamment de l'horizon qu'ils captent, suppose un équilibre hydrostatique global à l'échelle de la zone d'étude, et repose par conséquent sur l'hypothèse d'un aquifère unique multicouche (Derouane 2008). En outre, sur la base des données sommaires existantes, certaines études mettent en évidence une baisse piézométrique avec le temps et cette tendance est en concordance avec l'accroissement des pompages et l'évolution de la recharge (Tirogo 2016).

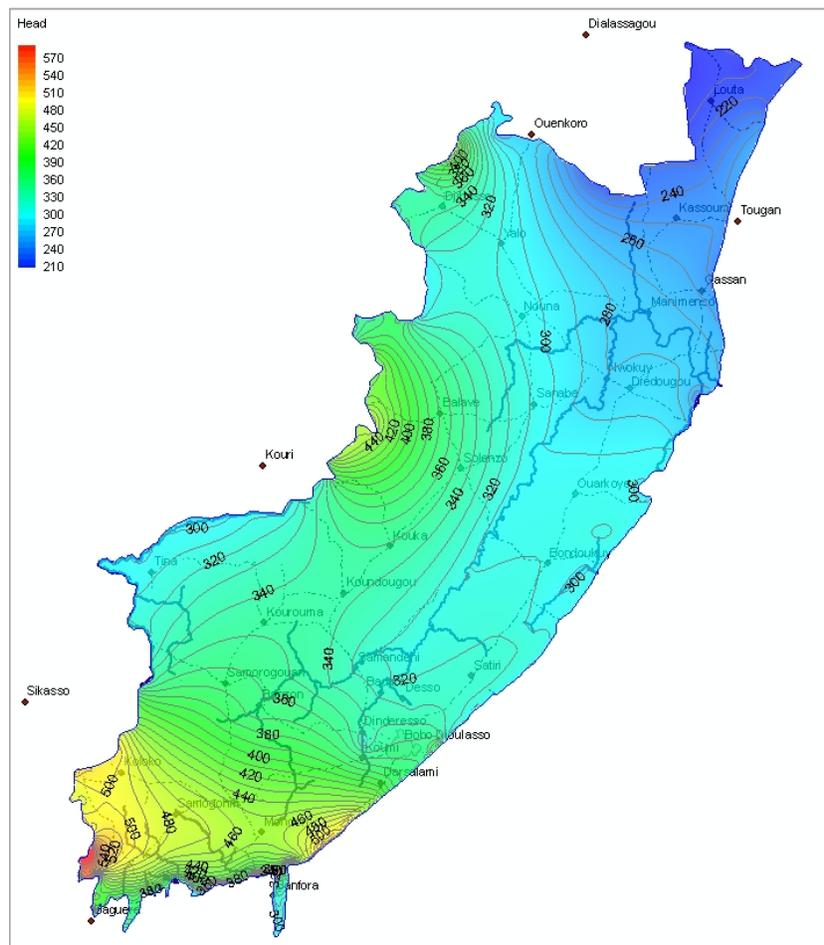
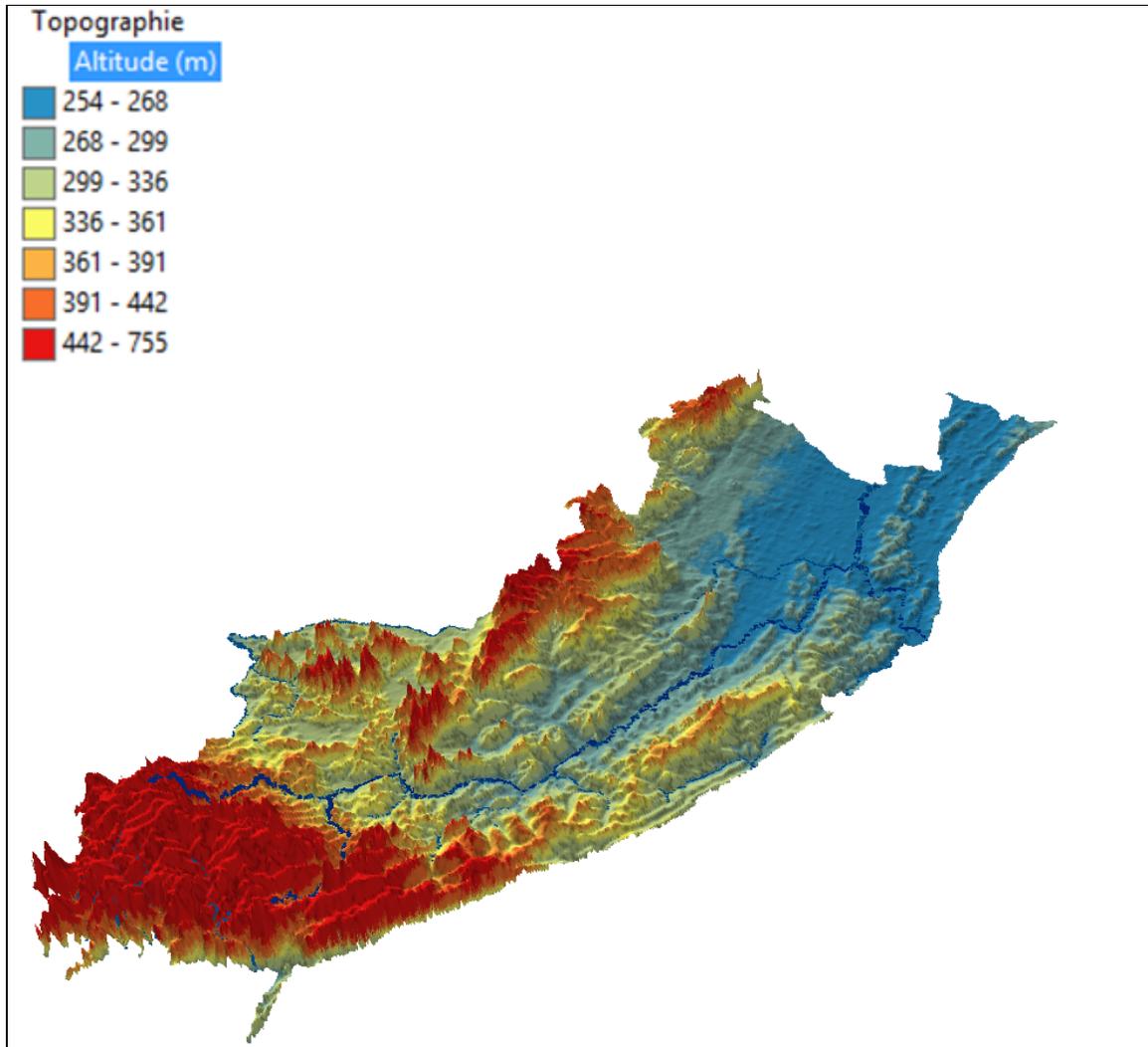


Figure II- 12 : Carte piézométrique de la zone (Derouane 2008)

## II.6. Topographie

La topographie a été générée à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) téléchargeable sur le site de l'USGS. Ce MNT a été élaboré par la NASA avec la collaboration de METI. Bien que dans la zone d'étude le relief soit en général peu accidenté, la Figure II-12 montre une

hétérogénéité assez considérable en termes d'altitudes. La topographie serait donc un élément intéressant à prendre en compte dans une éventuelle modélisation visant à simuler la réponse hydrologique. D'ailleurs la topographie semble jouer un rôle déterminant dans la recharge (Dakoure 2003). L'altitude moyenne de la zone d'étude est d'environ 314 m. Les altitudes maximales et minimales sont respectivement d'environ 750m et 200m pour un indice global de pente  $I_g = 0.57\text{m/km}$ . La carte 3D (Figure II-12) permet de mettre en évidence la topographie de la zone d'étude.



**Figure II- 13 : Topographie de la bordure Sud-Est du bassin de Taoudeni au Burkina Faso**

## **II.7. Occupation des terres**

L'occupation des terres, se répartit entre les différents types de végétations, les zones cultivées, les milieux habités, les points de stockages naturels ou artificiels d'eau, la voirie, des sols nus, les cours d'eau et leurs affluents.

### ***II.7.1. La végétation***

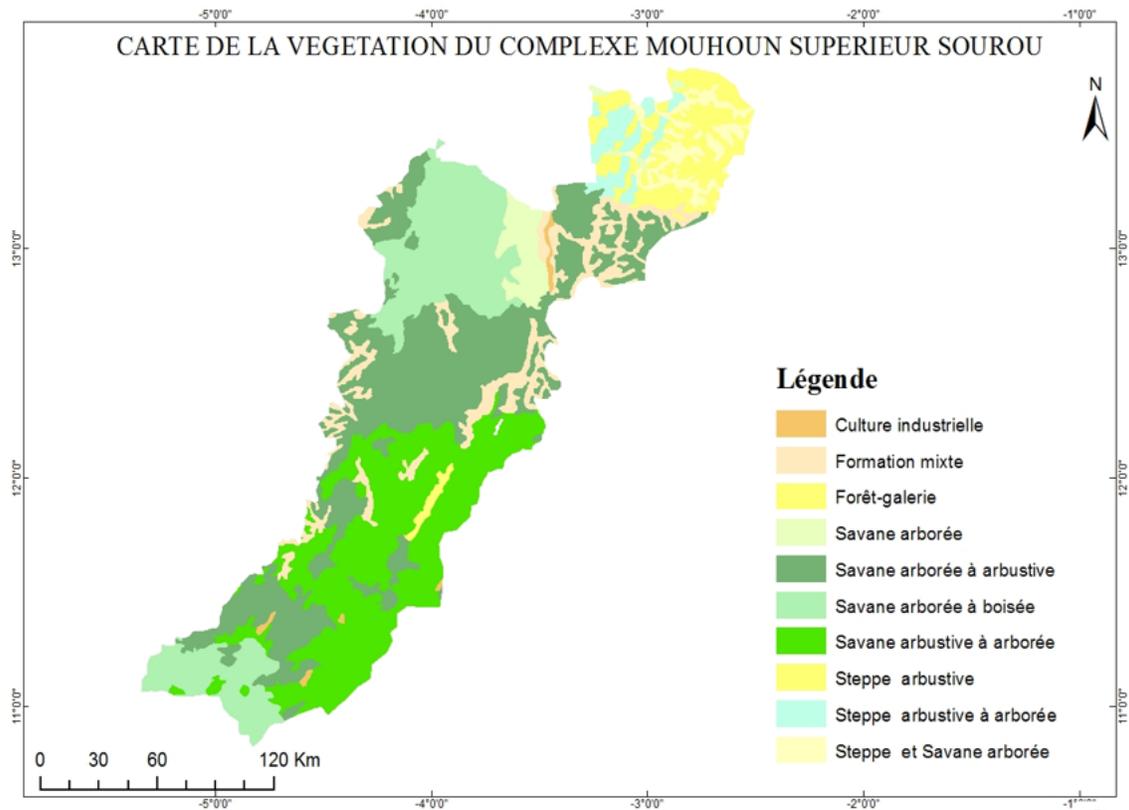
Il existe un lien plus ou moins étroit entre les types de formations végétales et les zones climatiques. De la littérature sur les formations végétales au Burkina Faso et plus spécifiquement dans la zone d'étude (UNEP-GEF Volta Project 2009; FAO 2010), nous pouvons retenir le regroupement suivant :

- la zone sahélienne à l'extrême Nord du bassin est caractérisée par une formation végétale dominée par des steppes herbeuses, arborées et/ou arbustives selon que de petits arbres ou des arbustes, souvent épineux et pour la plupart rabougris du fait de la sévérité du climat et du surpâturage y dominant. Les espèces les plus remarquées sont le gommier blanc, le dattier du désert, etc ;
- la zone soudano-sahélienne comprend des savanes herbeuses, arborées à arbustives au nord qui se distinguent par l'apparition d'espèces telles : le karité, le Néré... ;
- la zone soudanienne présente des conditions favorables au développement des espèces ligneuses dont la densité et la taille sont plus importantes que dans les domaines précédents. On y retrouve des espèces du soudano-sahélien tandis que disparaissent les espèces sahéliennes. Une caractéristique importante de la zone est la présence de galeries forestières le long des rivières pérennes, dans les vallées ou ravins à humidité permanente.

En outre le long des rives du Sourou et au niveau des mares temporaires, on rencontre souvent des végétations relativement denses.

Partant de la Figure II-13, on peut tenter une classification qui distingue les savanes, les forêts, les formations mixtes et les zones de cultures (quatre classes). Dans cette typologie nous regroupons les steppes et tous les types de savanes dans la classe savane. L'intérêt d'un tel regroupement est souvent nécessaire si l'on veut comparer les résultats issus de différentes études qui n'utilisent pas la même typologie. Aussi la codification des types d'occupation des terres dans certains modèles tels que le modèle SWAT, peut nécessiter un tel regroupement. La carte présentée dans la Figure II-14 est issue de la BNDT 2002. La situation de la végétation a dû évoluer au regard des défrichages pour les activités agricoles. Une étude réalisée au niveau

national par la FAO (FAO 2010) met en évidence l'évolution des zones de cultures au profit des zones de forêts entre 1992 et 2002. Elle a permis de montrer qu'en dix (10) ans, les forêts ont évolué au niveau national de 6.727.220 ha à 6.128.490 ha. Soit une baisse de 9% environ. L'évolution récente des superficies en forêt semble encore plus rapide. De nombreuses études ont montré qu'une telle évolution de l'occupation des terres présente une répercussion remarquable sur la réponse hydrologique (Harbor 1994; Bhaduri et al. 2000; Fohrer et al. 2001; Hundecha and Bárdossy 2004; DeFries and Eshleman 2004; Mahe et al. 2005; Tang et al. 2005; Lin et al. 2007; Im et al. 2008; Schilling et al. 2008; Tomer and Schilling 2009; Li et al. 2009; Price 2011). Comme il a été mentionné dans l'approche méthodologique globale, nous aborderons donc plus tard (chapitre VII) dans la présente étude les impacts potentiels des changements environnementaux sur les termes du bilan hydrique à travers la modélisation hydrologique.



### II.7.2. Les grands aménagements hydrauliques

En termes d'aménagements hydrauliques, l'ensemble du bassin totalise environ 22 976 ha de superficies aménagées dont 34,52% dans le Mouhoun Supérieur et 65,48% dans le Sourou (P/VREO 2007). Ces aménagements se composent de 36% de périmètres irrigués, 7% de bas-

fonds aménagés et 57% d'aménagements visant la conservation des eaux et des sols. Au-delà de ces aménagements existants le bassin regorge encore d'un potentiel d'environ 25 253 ha dont 84% dans le Mouhoun Supérieur et 16% dans le Sourou (Tecsult 2010). Pendant la saison pluvieuse la satisfaction de l'ensemble des besoins en eau est assurée par les eaux de pluie. L'inventaire des retenues d'eau en 2011 a permis de dénombrer dans le Sourou 42 retenues d'eau dont 23 barrages et 9 boulis. Parmi les barrages on a celui de Lery d'une capacité nominale de 600 millions de m<sup>3</sup>. Dans le Mouhoun supérieur on a dénombré en 2011, 50 retenues d'eau dont 20 petits barrages. Aujourd'hui on doit tenir compte du barrage de Samendeni qui est le plus grand ouvrage de mobilisation d'eau dans le Mouhoun supérieur (1.05 milliards de m<sup>3</sup>).

### ***II.7.3. Les centres urbains***

Un autre type d'occupation des terres, bien qu'il paraisse négligeable vis-à-vis des autres est constitué des centres urbains. Les centres urbains sont essentiellement les villes de Bobo Dioulasso, Dedougou, Orodara, Ouarkoye, Solenzo, Nouna et Djibasso. On dénombre par contre 73 départements qui se retrouvent soit entièrement ou partiellement dans la zone d'étude au Burkina Faso (dont 42 qui se retrouvent partiellement ou intégralement dans le Mouhoun supérieur) avec des chefs-lieux qui constituent par moment des tissus urbains plus ou moins importants.

### ***II.7.4. Autres types d'occupation des terres***

Il y a bien d'autres types d'occupation des terres qui peuvent impacter localement l'hydrologie d'un bassin versant. C'est notamment la voirie et les aménagements de types miniers. Cependant aux exutoires des grands bassins versants leurs impacts pourraient être négligeables.

## **II.8. Conclusion partielle**

La description du milieu physique et climatique à travers des connaissances antérieures et de quelques investigations supplémentaires permettent de noter les éléments clés suivants dans la zone d'étude:

- (i) Une rupture climatique depuis les années 1970 que ce soit dans la partie soudanienne ou la partie Soudano-sahélienne. Cette rupture climatique se traduit globalement par des cumuls annuels de pluviométrie qui sont plus faibles que les cumules annuels des années antérieures à 1970. On note ainsi une baisse significative des précipitations annuelles et des précipitations maximales

journalières dans la partie soudanienne. Pour la partie soudano-sahélienne, la baisse des cumules annuels n'est pas significative avec les tests réalisés. En outre les maxima journaliers présentent une hausse qui n'est cependant pas significatives avec les tests utilisés. Quant aux paramètres tels que l'évapotranspiration potentielle, les minima annuels des températures minimales journalières, les maxima annuels des températures maximales journalières, ils présentent une tendance à la hausse qui est significative.

- (ii) Il existe à la fois des sols présentant une perméabilité intéressante et des sols à mauvais drainage.
- (iii) Le complexe Ms-S qui se superpose pratiquement à la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni peut être considéré comme un aquifère unique multicouche. Ces aquifères peuvent donc être logés dans les deux grands ensembles : l'Infra Cambrien et le Continental Terminal pour ce qui concerne les investigations sur la qualité minéralogique des eaux et la recharge.
- (iv) Le complexe Ms-S présente un paysage peu accidenté dans son ensemble. Néanmoins il existe une hétérogénéité remarquable en termes de reliefs surtout dans la partie Sud.
- (v) L'occupation des terres est assez hétérogène et se partage globalement entre les zones de cultures, les forêts et les savanes. Quelques aménagements structurants sont également à prendre en compte. Aussi, faut-il noter que l'occupation des terres est assez évolutive et se caractérise par une dégradation des zones boisées aux profits des zones de culture.

Ce chapitre nous a permis de comprendre davantage les causes de la complexité de l'évaluation des termes du bilan hydrique précisé dans la problématique de cette étude. De même elle suscite davantage de l'intérêt pour la prise en compte des hétérogénéités physiques et des changements climatiques et environnementaux dans la simulation de la réponse hydrologique.

## CHAPITRE III

### CARACTÉRISATION HYDROLOGIQUE DU COMPLEXE MOUHOUN SUPÉRIEUR SOUROU (Ms-S)

Dans ce chapitre, il s'agit de calculer un certain nombre d'indicateurs qui permettent d'apprécier hydrologiquement le Mouhoun supérieur. Ces indicateurs hydrologiques ont ensuite été analysés afin de préciser les défis auxquels nous devons faire face dans la gestion des ressources en eaux.

## **CHAPITRE III: CARACTÉRISATION HYDROLOGIQUE DU COMPLEXE MOUHOUN SUPÉRIEUR SOUROU (Ms-S)**

### **III.1. Introduction**

Bien que le complexe Ms-S ait fait l'objet de nombreuses études, aucune caractérisation hydrologique complète n'a été encore réalisée. Les études réalisées à travers les différents projets et programmes sur le complexe Mouhoun supérieur Sourou se sont surtout focalisées sur les eaux souterraines au regard des potentialités aquifères de cette zone. C'est d'ailleurs pourquoi dans le cadre du Programme VREO, Derouane (2008) fait une recommandation très fondamentale pour susciter des investigations hydrologiques profondes sur le complexe Mouhoun supérieur Sourou. Cette recommandation est la suivante : « La caractérisation hydrologique détaillée de la zone d'étude du programme VREO devrait être considérée comme une activité majeure relative à la valorisation des données existantes, et à l'acquisition/interprétation de nouvelles données. En particulier, la réalisation de bilans d'eau et l'évaluation des débits de base pour les bassins du Mouhoun, de la Comoé et du Banifing auraient une utilité qui dépasse à l'évidence le cadre de la modélisation des eaux souterraines » (Derouane 2008). Dans le cadre de la présente étude la caractérisation hydrologique va concerner uniquement le Mouhoun supérieur (Ms). La raison principale de cette restriction est essentiellement liée à la disponibilité et à la qualité des données hydrologiques. En outre la station de Nwokuy qui permet de mesurer approximativement l'écoulement total du Mouhoun supérieur a été retenue pour le découpage et la caractérisation hydrologique du Mouhoun supérieur. Aussi allons-nous faire un zoom sur le sous bassin versant d'exutoire la station hydrométrique de Samendeni au regard de l'intérêt porté sur ce sous bassin dans le cadre de la réalisation du SAGE du complexe Ms-S. C'est un sous-bassin versant qui a connu la réalisation récente d'un gigantesque barrage pour la production agricole (environ 2100 ha prévus) et de l'électricité. Étant donné que ce sous-bassin versant est intégralement inclus dans le climat soudanien contrairement à l'ensemble du Mouhoun supérieur dominé par le climat soudano-sahélien, la caractérisation hydrologique de ce sous-bassin permettra de disposer des éléments de comparaisons de deux sous bassins dans des contextes climatiques différents.

### **III.2. Approche méthodologique**

#### ***II.2.1. Situation des données hydrométriques sur le complexe Ms-S***

Il nous paraît intéressant dans la présentation des données hydrométriques, de faire un bref rappel sur l'historique du suivi des ressources en eau dans le Mouhoun supérieur. L'installation de la première station hydrométrique dans le bassin du Mouhoun au Burkina Faso remonte aux années 1952. En 1955, le service hydrologique de l'Afrique Occidentale Française (AOF) créait en Haute Volta un certain nombre de stations sur les principales rivières qui devaient constituer l'ébauche d'un réseau de base. Malgré la petitesse du réseau à l'époque, des stations furent abandonnées avant d'avoir une année d'existence. C'est vraiment à partir de 1963, date d'installation de la mission de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM) en Haute Volta, que les stations abandonnées furent ré-ouvertes progressivement, ainsi que la création de nouvelles. C'est ainsi qu'en 1965, on pouvait déjà publier les relevés limnimétriques de 29 stations. Avec la création de la Direction de l'Hydraulique et de l'Équipement Rural (D.H.E.R.), le suivi des ressources en eau s'est beaucoup plus organisé au Burkina Faso, notamment sur le Mouhoun où les toutes premières stations ont été installées. Différents projets régionaux ou nationaux se sont succédés et ont permis de faire grandir progressivement le réseau hydrométrique qui compte une centaine de stations actuellement au plan national. Le suivi est actuellement assuré par les Directions Régionales en charge de l'eau à travers des Unités de Collecte et de Diffusion des Informations sur l'Eau (UCDIEau). La Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) assure la coordination et la capitalisation. L'appui financier de l'État et de ses partenaires a permis d'assurer une bonne continuité dans le suivi des ressources en eau ces dernières années. Malheureusement, l'entretien courant des stations hydrométriques n'est pas encore une réalité. Certaines stations peuvent rester quelques années non opérationnelles. À cela s'ajoute une vraie difficulté qui concerne la plupart des stations hydrométriques au Burkina Faso, c'est le détarage des stations hydrométriques dû très souvent à la réalisation d'ouvrages hydrauliques à proximité de ces stations. Et cela est observable par simple représentation des hydrogrammes de crues annuelles des différentes stations. Par exemple, sur la Figure III-1, nous constatons que pour la station de Nwokuy, la série de données avant 1965 est beaucoup lacunaire et celle après 1983 est influencée par la construction du canal de dérivation du Mouhoun supérieur dans le Sourou (nous y reviendrons plus tard avec des investigations statistiques). Néanmoins les stations de Samendeni et de Nwokuy retenues pour cette étude présentent des données suffisantes pour une caractérisation à la fois de l'ensemble du Mouhoun supérieur et du sous bassin-versant d'exutoire la station de

Samendeni. Pour ce qui concerne le Mouhoun supérieur l'ensemble des données retenues pour la caractérisation hydrologiques se trouve dans la période 1965 à 1983. Pour le sous-bassin versant de Samendeni, nous avons considéré la période 1960-2013 (la justification complète du choix des périodes d'analyses des indicateurs hydrologiques est précisée dans la partie 3.3 et 3.4 où nous discutons statistiquement des séries hydrométriques à Samendeni et à Nwokuy).

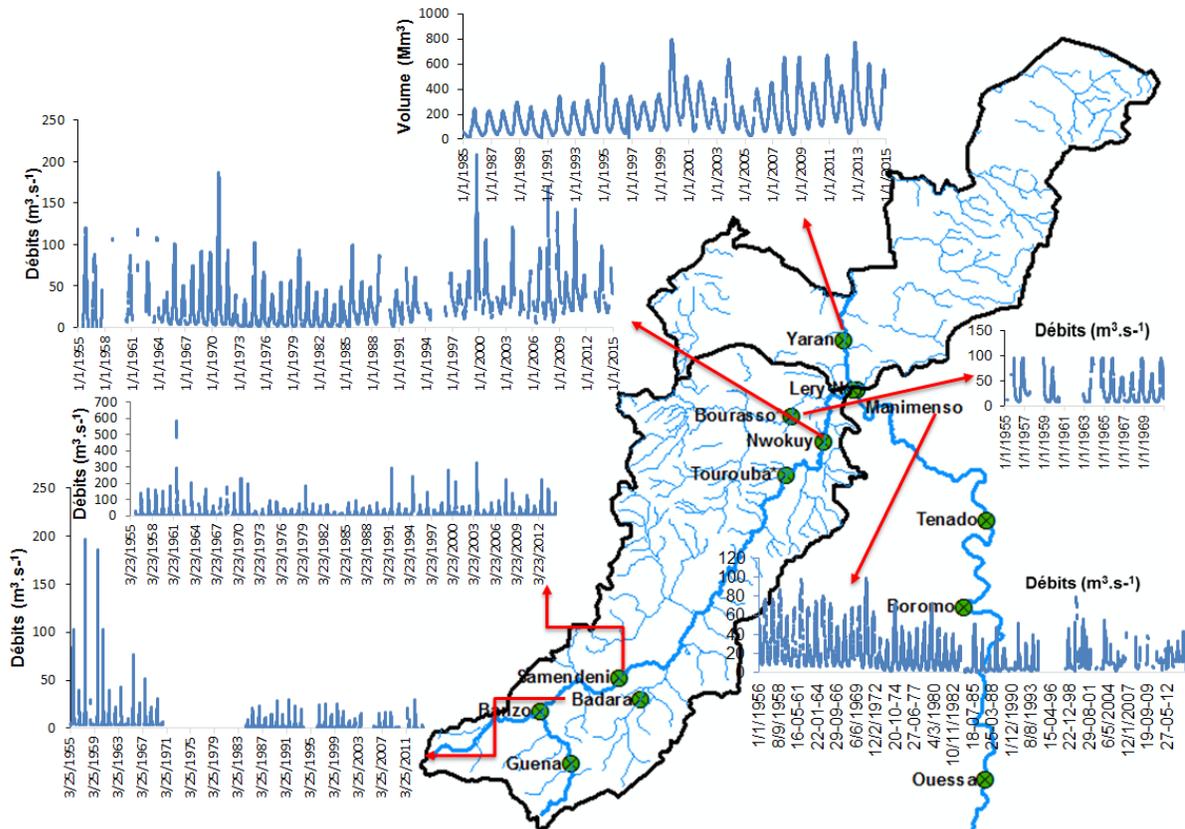


Figure III- 1 : Principales stations hydrométriques sur le Complexe Ms-S au Burkina Faso

### III.2.2. Approches utilisées pour la définition du réseau hydrographique et du bassin du Mouhoun supérieur

L'hydrographie a été générée sur la base du Modèle Numérique de Terrain (MNT) Aster GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflexion Global Digital Elevation Model*) de résolution 30 m téléchargeable gratuitement sur le site de l'USGS (United State Geological Survey) à travers le lien <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Les séquences de traitement des MNT avec l'outil ArcGIS pour la réalisation de l'hydrographie et le découpage du bassin versant peuvent se résumer de la façon suivante : Mosaïquage des MNT téléchargés, correction du MNT après le mosaïque, génération de la direction des flux (*flow direction*),

détection des points d'accumulation d'eau (*flow accumulation*), la déduction du réseau hydrographique, hiérarchisation du réseau selon la **classification de Strahler**, découpage automatique du bassin versant à partir de son exutoire (la station de Nwokuy), calcul automatique du périmètre et de la surface du bassin versant. Nous avons ensuite réalisé la carte hypsométrique qui met surtout en évidence la variabilité topographique déjà mentionnée dans le Chapitre II.

### **III.2.3. Définition d'indicateurs hydrologiques pour la caractérisation du Mouhoun supérieur**

Nous nous sommes intéressés à un certain nombre de paramètres qui permettent d'apprécier hydrologiquement un bassin versant. Il s'agit des indicateurs suivants :

- (i) **L'ordre du réseau hydrographique** : la classification de Strahler (Strahler 1957) qui semble être la plus usitée en hydrologie a été utilisée dans cette étude. Elle permet d'hiérarchiser le réseau hydrographique et d'apprécier l'importance de chaque cours d'eau depuis la source jusqu'à l'exutoire. Dans le cadre de la gestion des ressources en eau cette hiérarchisation à une importance capitale, car elle permet de comparer deux cours d'eau non jaugés d'un même bassin versant hydrographique. Elle a été déterminée automatiquement à partir du réseau hydrographique généré et des outils « *stream link* » et « *stream order* » intégrés à ArcGIS.
- (ii) **Le module hydrologique**: c'est la moyenne des débits moyens annuels calculée sur une période aussi longue que possible, confondue dans la pratique avec le débit moyen interannuel ;
- (iii) **Le débit de pointe annuel**: débit maximal annuel ;
- (iv) **Le Temps de montée  $T_m$** : Temps qui s'écoule entre le début du ruissellement et le maximum de la crue ;
- (v) **Le Temps de base  $T_b$** : Temps compris entre le début et la fin du ruissellement rapide ;
- (vi) **Les apports annuels**: Ensemble des écoulements superficiels passant par l'exutoire d'un bassin versant durant une année. Ils peuvent être caractérisés de différentes manières. Soit en :
  - *volume annuel (V)* exprimé en  $m^3$  ;
  - *débit moyen annuel (Q)* défini en  $m^3.s^{-1}$ , égal au volume (V) divisé par le nombre de secondes dans l'année;

- *lame d'eau écoulée annuelle (Le)*, exprimée en mm, correspondant à la hauteur d'eau fictive qu'atteindrait le volume écoulé (V) s'il était uniformément réparti sur une surface horizontale de superficie (S) égale à celle du bassin versant.

Ces différentes grandeurs sont liées par la relation:

$$V \text{ (m}^3\text{)} = 31.54 * 10^6 * Q \text{ (m}^3\text{.s}^{-1}\text{)} = 10^3 * Le \text{ (mm)} * S \text{ (km}^2\text{)} \quad \text{(III.1)}$$

- (vii) **Débit spécifique** : débit rapporté à la surface du bassin versant ( $\text{m}^3\text{.s}^{-1} / \text{km}^2$ )
- (viii) **Coefficient d'écoulement annuel (Ke)**, exprimé en %: rapport, pour une année déterminée, de la lame écoulée à l'exutoire d'un bassin (Le), à la lame précipitée sur ce même bassin (Pa). D'autres paramètres tels que le coefficient de ruissèlement direct et l'Indice de l'écoulement de base (**Base flow Index**) ont été calculés dans le chapitre V après avoir discuté des approches qui permettent d'évaluer le ruissèlement et l'écoulement souterrain.
- (ix) **Le débit au début de la période de tarissement** : il s'agit du débit au point de tarissement. Le point de tarissement étant obtenu à partir de la représentation des  $\log_{10}$  de débits. C'est le deuxième point d'inflexion (I2) schématisé sur l'hydrogramme de crue de la Figure III-2. C'est un indicateur qui devrait permettre d'apprécier l'écoulement souterrain juste après la période pluvieuse. Bien que le point I2 puisse paraître un point fictif (qui n'a pas une existence matérielle), le débit associé à ce point peut être un indicateur intéressant pour caractériser la réaction de la nappe vis-à-vis de la pluviométrie de l'année en cours. L'approche ne nous semble pas très classique, néanmoins nous la privilégions au détriment d'une analyse utilisant notamment les débits caractéristiques. En effet, l'intérêt des débits caractéristiques tels que précisé par Lang Delus (2011) semble être essentiellement lié à l'analyse de la sévérité de l'étiage. Par contre, notre objectif ici est d'analyser la réponse de la nappe suite aux évènements pluvieux de l'année hydrologique en cours dans un contexte où nous disposons de très peu de piézomètres.
- (x) **Le débit à la fin de l'année hydrologique** : Indicateur qui sera utilisé pour apprécier la sévérité des étiages. La définition du terme étiage n'étant pas universelle (Lang Delus 2011), nous entendons par étiages ici la définition dans le Dictionnaire français d'hydrologie de surface (Roche 1986) qui le définit comme étant le niveau annuel le plus bas atteint par un cours d'eau en un point donné. En dehors des étiages, le terme basses eaux sera utilisé pour caractériser la période ou le débit du

cours d'eau est en deçà de son module comme le précise Lang Delus (2011). En dehors de la période des basses eaux ou des étiages, on parlera des hautes eaux.

- (xi) **Le coefficient de tarissement** : Il est obtenu par la formule de Maillet (Maillet 1905b) après avoir identifié les trois éléments suivants : le point de tarissement (I2) sur la figure III-2, le débit au début du tarissement et le débit à la fin de l'année hydrologique. Il permet d'apprécier le rythme de la vidange de la nappe.

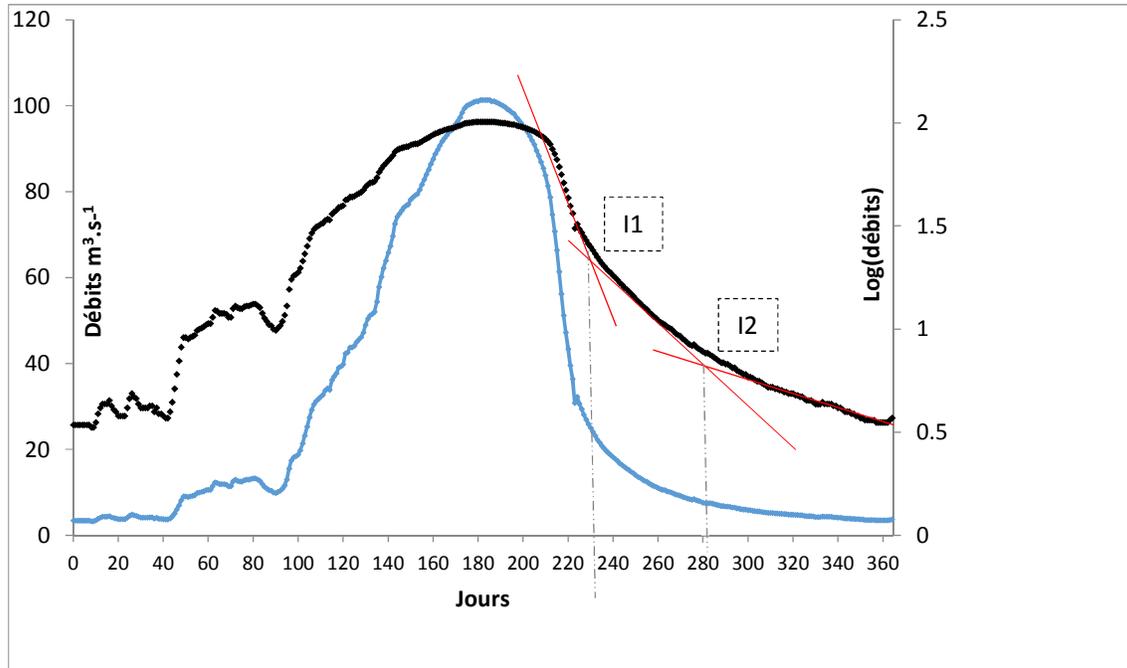


Figure III- 2 : Séparation de l'hydrogramme de crue

#### III.2.4. Approches pour l'étude statistique des indicateurs hydrologiques

Pour l'étude de la stationnarité des séries hydrométriques et des indicateurs calculés des tests statistiques bien connus ont été utilisés. Il s'agit des tests statistiques de Pettit (Pettitt 1979) et de segmentation de Hubert (Hubert et al. 1989). Ces tests ont été utilisés via l'outil Khronostat développé par l'IRD (Boyer 2002). Pour ce qui concerne les séries historiques de débits observés, lorsque nous détectons une date de rupture, nous appliquons des tests supplémentaires pour vérifier que les jeux de données avant et après la rupture sont effectivement issus de deux distributions différentes. Les tests de Kruskal-Wallis (Kruskal and Wallis 1952) et l'Analyse de la Variance (ANOVA) tel que décrit par Myers (1990) ont été utilisés à cet effet. Nous avons utilisé le test de Mann-Kendall (Mann 1945; Kendall 1955) lorsque nous voulons vérifier l'absence d'une tendance monotone significative pour un

paramètre hydrologique donné. Tout comme les tests de Pettit et de segmentation de Hubert, il s'agit d'un test beaucoup utilisé dans les études hydrologiques (Burn and Hag Elnur 2002; Yue et al. 2002; Yue and Wang 2004; Hamed 2008, 2009; Ibrahim 2012; Gocic and Trajkovic 2013; Fowe 2015; Tirogo 2016).

### III.3. Résultats issus de la caractérisation hydrologique du complexe Ms-S

#### III.3.1. Le bassin du Mouhoun supérieur et son réseau hydrographique

La combinaison de la carte hypsométrique et du réseau hydrographique hiérarchisé est représentée à la Figure III-3. Le bassin du Mouhoun supérieur découpé à partir de la station hydrométrique de Nwokuy a une superficie d'environ 13676 km<sup>2</sup> un peu en deçà de la superficie de l'ensemble du Mouhoun supérieur (Ms) qui est d'environ 20 000 km<sup>2</sup>, avec un réseau hydrographique essentiellement dendritique et d'ordre 7 selon la classification de Strahler (ordre du Mouhoun).

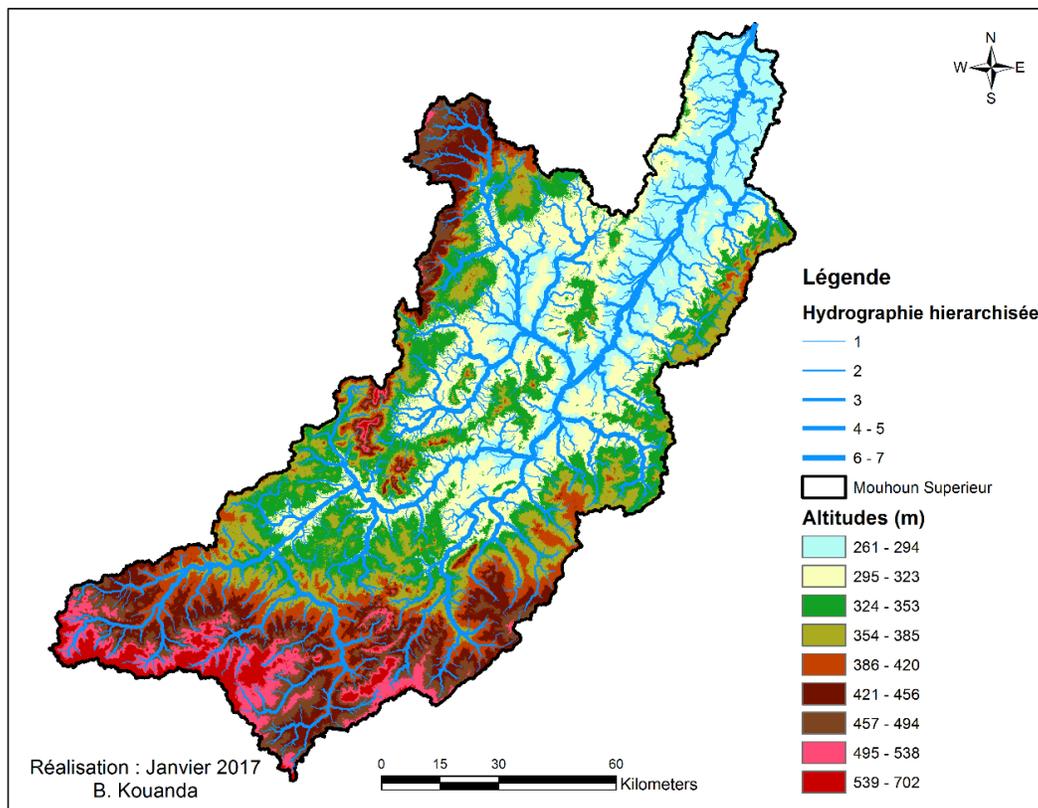


Figure III- 3 : Hydrographie hiérarchisée du bassin du Mouhoun supérieur d'exutoire la station de Nwokuy

### **III.3.2. Les indicateurs hydrologiques du Mouhoun supérieur**

Pour l'ensemble du Mouhoun supérieur délimité à partir de la station de Nwokuy (Figure III-3), l'année hydrologique débute en général en début mai et le temps de montée moyen de la crue annuelle est estimé à 153 jours pour un temps de base moyen de 199 jours (Tableau III-1). Le module à la station de Nwokuy vaut  $22.4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Cependant, durant les basses eaux le Mouhoun débite par moment moins de  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à cette station (Tableau III-1). Quant aux crues annuelles, elles sont souvent fortes et peuvent avoisiner  $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Le débit spécifique moyen étant estimé à  $1.6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / \text{km}^2$  pour une lame d'eau théorique d'environ 49 mm et un coefficient d'écoulement moyen de 6.3% (Variable entre 3.7% et 10.2%). La période de tarissement se caractérise par des débits variant en moyenne entre  $5.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (au début du tarissement) et  $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la fin de l'année hydrologique (fin avril). Le coefficient de tarissement moyen est de l'ordre de 0.01. Nous verrons dans la section III-4 comment certains de ces paramètres évoluent avec le temps.

À l'exutoire du sous bassin versant de Samendeni en zone soudanienne, on enregistre un débit moyen de  $14.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  sur la période 1960-2013. Le débit maximal annuel peut atteindre  $587 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Autant les crues sont souvent très aiguës, les étiages sont assez sévères certaines années et se caractérisent par des débits pratiquement nuls (Tableau III-1). Précisons cependant que les débits moyens, de même que les débits maxima à la station de Samendeni, vont largement subir des modifications avec la mise en eau du barrage de Samendeni qui a eu lieu courant 2017. Aussi une bonne gestion de l'eau stockée peut permettre de mieux contrôler les débits de sorte que les étiages soient moins sévères. Mais comme on le verra plus tard avec la modélisation hydrologique, l'évaporation réelle occupe des proportions importantes dans le bilan hydrique. On doit donc s'attendre à des pertes énormes d'eau par évaporation liées au stockage. Ce qui pourrait compliquer la gestion de l'eau en dehors de la période pluvieuse. En outre les données historiques montrent un coefficient d'écoulement ( $K_e$ ) très variable à Samendeni comparativement à l'ensemble du Mouhoun supérieur. Cela indique la forte sensibilité du sous-bassin versant de Samendeni à la variabilité climatique. Il varie entre 2.3% et 18.7% pour une moyenne de 9.7%. Le temps de montée moyen de la crue annuelle est estimé à 90 jours à partir de début mai et le temps de base moyen à 155 jours. Le tarissement débute donc à Samendeni à partir de fin septembre ou début octobre avec en moyenne un débit de  $2.8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . À la fin de l'année hydrologique (fin avril), le débit moyen est estimé à  $0.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Quant au coefficient de tarissement à Samendeni, il est exactement dans le même ordre que celui de l'ensemble du Mouhoun supérieur suggérant que sur le bassin versant de Samendeni

on enregistre la même dynamique dans la vidange de la nappe que sur l'ensemble du Mouhoun supérieur. Cela est en concordance avec les études antérieures qui soutiennent l'existence d'une nappe unique sur l'ensemble de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Dakoure 2003; Derouane 2008; Huneau et al. 2011). La lame d'eau théorique observée sur le bassin de Samendeni est en moyenne de 101 mm, pour un débit spécifique de 3.2 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>/km<sup>2</sup>. La lame d'eau est relativement plus importante que sur l'ensemble du Mouhoun supérieur (voire le double), de même que le débit spécifique. Cela pourrait s'expliquer non seulement par la relative abondance des précipitations dans la partie soudanienne de la zone d'étude mais aussi par l'importance du ruissèlement dans cette zone. Pour ce qui concerne le ruissèlement nous y reviendrons dans le chapitre V, après avoir discuté les méthodes qui permettent de l'évaluer et au chapitre VI avec la modélisation hydrologique.

**Tableau III- 1 : Synthèse des paramètres hydrologiques caractérisants le Mouhoun supérieur**

	Statistiques	Pluie	Vt	Q moyen	LE	Ke	Qsp	Qmax	Qdt	Qft	α	TM	TB
		mm	Mm3	m3/s	mm	(%)	m3/s /km <sup>2</sup>	m3/s	m3/s	m3/s	-	jr	jr
Samendeni (zone soudanienne)	<b>Moyenne</b>	<b>1039</b>	<b>457</b>	<b>14.5</b>	<b>101</b>	<b>9.7</b>	<b>3.2</b>	<b>117.7</b>	<b>2.8</b>	<b>0.9</b>	<b>0.01</b>	<b>90</b>	<b>155</b>
	Min	749	98	3.1	22	2.3	0.7	18.7	0.2	0	0.00	40	114
	Max	1526	921	29.2	205	18. 7	6.5	587.4	10.6	3.6	0.06	138	205
	SD	172	180	5.7	40	3.3	1.3	101.9	2.4	0.9	0.01	25	19
	<b>Moyenne</b>	<b>785</b>	<b>677</b>	<b>22.4</b>	<b>49</b>	<b>6.3</b>	<b>1.6</b>	<b>74.1</b>	<b>5.5</b>	<b>2.2</b>	<b>0.01</b>	<b>153</b>	<b>199</b>
Nwokuy (zone dominance soudano- sahélienne)	Min	464	235	11.8	17	3.7	0.9	33.6	2.9	0.9	0.00	124	179
	Max	1204	1502	47.7	110	10. 2	3.5	186.7	10.1	4.4	0.02	181	227
	SD	253	302	9.2	22	1.9	0.7	36.6	1.7	1.2	0.00	16	16

α : coefficient de tarissement ; Qdt : débit au début du tarissement, Qft débit à la fin de l'année hydrologique ; Qsp: débit spécifique ; Vt : Volume total interannuel en millions de m3.

### III.3.3. Analyse de la stationnarité de la série hydrologique à la Station de Nwokuy

Les tests statistiques de Pettitt (1979) et de segmentation de Hubert (Hubert et al. 1989) indiquent deux points de rupture en 1970 et en 1983 au seuil de signification 5% sur le Mouhoun à Nwokuy. La rupture constatée en 1970 est bien connue dans le contexte sahélien et est en lien avec les changements climatiques (Hubert and Carbonnel 1987; Paturel et al. 1995a, b; Servat 1998; Mahe et al. 2005, 2013; Tirogo 2016). Rappelons qu'une rupture pluviométrique a été mise en évidence autour de l'année 1970 avec le chapitre II de la présente étude à Bobo Dioulasso et à Dedougou pour la période 1960-2013. Cependant, la rupture à partir de 1983 dans la série hydrologique est d'origine anthropique. Elle correspond à la

déviations en 1984 du Mouhoun supérieur dans le Sourou à travers un canal afin de retenir plus d'eau dans le barrage de Lery. Cette déviation a des conséquences sur les mesures des débits à la station de Nwokuy. En effet depuis cette déviation, la station de Nwokuy est rentrée dans une zone de remous hydraulique permanent avec pour conséquence la rupture de l'univocité « hauteur - débit » (GEF-VOLTA 2009). Cette situation a occasionné une mauvaise connaissance des débits à Nwokuy. Les données de débits enregistrés à partir de 1984 sont donc tout à fait douteuses. Quelques jaugeages de contrôle réalisés à cette station nous a permis de mettre en évidence les conséquences des remous sur les valeurs de débits. Par exemple un jaugeage réalisé le 22 octobre 2015 à la cote 741 nous a donné un débit de  $181 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ . Par contre des jaugeages réalisés à cette cote avant 1984 ont donné une valeur autour de  $139 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  (soit environ 76% de la valeur mesurée en 2015). C'est d'ailleurs, la raison pour laquelle nous sommes contents des données hydrométriques antérieures à 1984 pour la caractérisation hydrologique du Mouhoun supérieur. Aussi, avons-nous contribué à travers des travaux de terrain (Annexe III-1 à III-5) à installer une nouvelle station (Tourouba) en dehors des remous hydrauliques occasionnés par les aménagements de Lery (à l'amont de la station de Nwokuy). Elle devra permettre désormais de mesurer avec plus de précision les entrées d'eau dans le Sourou.

Le test de Kruskal-Wallis (Kruskal et Wallis 1952) appliqué aux données de la station de Nwokuy pour comparer les deux parties de la série (1965-1970) et (1971-1983) montre qu'il y a une différence significative entre elles ( $p = 0.003$ ). De même, une ANOVA (*Analysis Of Variance*) tel que décrit par Myers (1990) appliquée aux données de Nwokuy sur les deux parties de la série montre que les moyennes sont significativement différentes après et avant l'année de rupture (1970) avec ( $p = 0.000$ ). Autrement dit, les deux tests confirment que les débits moyens annuels avant 1970 et après 1970 n'appartiennent pas à la même famille (distribution) de données. Le module calculé entre 1965 et 1970 est de  $34.2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  tandis que sa valeur est de  $17.1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  soit un déficit important d'environ 50%. Des déficits de cet ordre ont déjà été mis en évidence sur d'autres cours d'eau Ouest africains, notamment à Koulikoro sur le fleuve Niger avec un déficit de 55% (Chevallier and Pouyaud 1996). La raison principale attribuée à ce déficit est la diminution de l'écoulement souterrain qui s'est traduite par une augmentation remarquable du coefficient de tarissement. Ce déficit nous paraît très énorme et est aussi interpellateur vis-à-vis de la nécessité d'une gestion de la ressource en eau qui prend en compte la variabilité et le changement climatique. Aussi, faut-il préciser que la prise en compte conjointe des écoulements de surface et souterrains (de même que les interactions entre

ces deux composantes) dans la gestion de la ressource en eau devient de plus en plus une nécessité évidente. Les Figures III-4 et III-5 permettent d’avoir les détails graphiques des analyses statistiques.

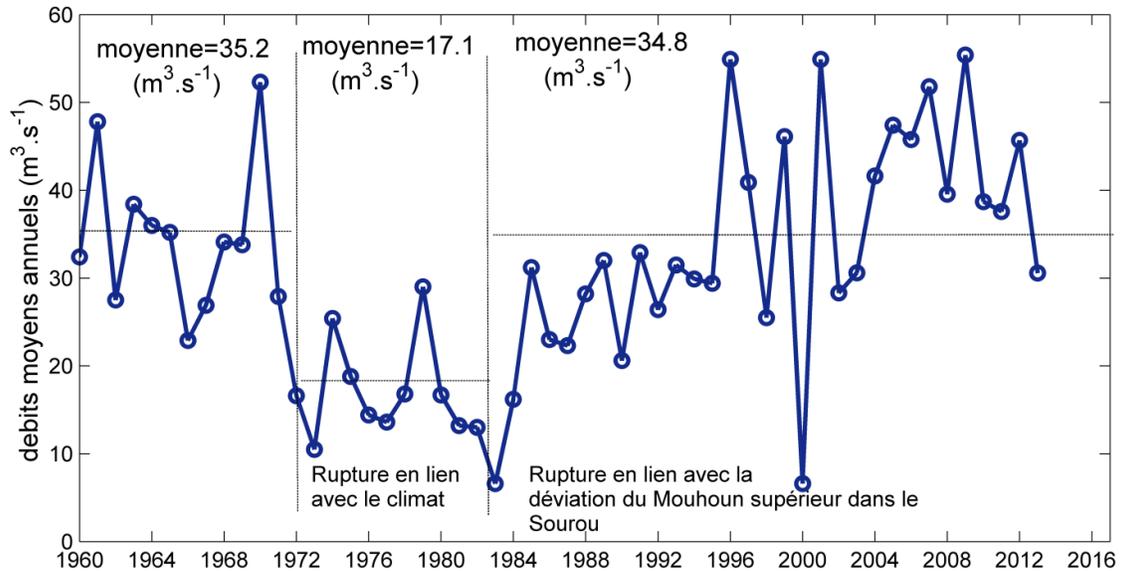


Figure III- 4 : Mise en évidence des ruptures dans la série des débits moyens annuels sur le Mouhoun supérieur à Nwokuy

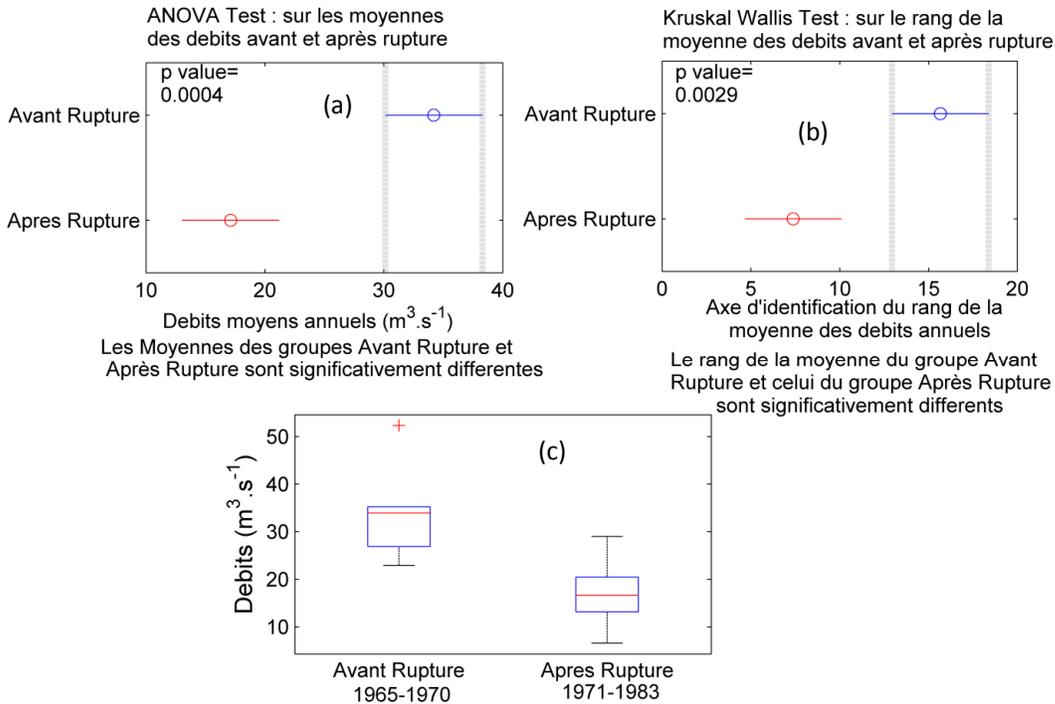


Figure III- 5 : Resultats graphiques des statistiques sur les débits à Nwokuy : (a) ANOVA sur les débits moyens annuels, (b) Test de Kruskal Wallis sur les débits, (c) boxplots sur les débits avant et après la rupture

### III.3.4. Analyse de la série hydrométrique à la station de Samendeni

A la station de Samendeni, une seule rupture a été détectée (en 1970) avec les tests statistiques de (Pettitt 1979) et de segmentation de Hubert (Hubert et al. 1989) au seuil de signification 5%. Comme nous l'avons souligné plus haut cette rupture est en concordance avec la rupture pluviométrique constatée autour des années 1970 et mentionnée dans plusieurs études précédentes pour ce qui concerne l'Afrique (Hubert et Carbonnel 1987; Paturol et al. 1995a; Servat 1998). L'application d'une ANOVA et le test de Kruskal-Wallis aux données de Samendeni confirme la non stationnarité de la série. Ces tests soutiennent le fait que les débits annuels après 1970 et ceux avant 1970 sont deux distributions significativement différentes (Figure III-6). Le module avant la rupture est de  $23.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et celui après la rupture est de  $17.6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , ce qui correspond à un déficit d'écoulement de 24%. Les Figures III-6 et III-7 permettent d'avoir les détails graphiques des analyses statistiques.

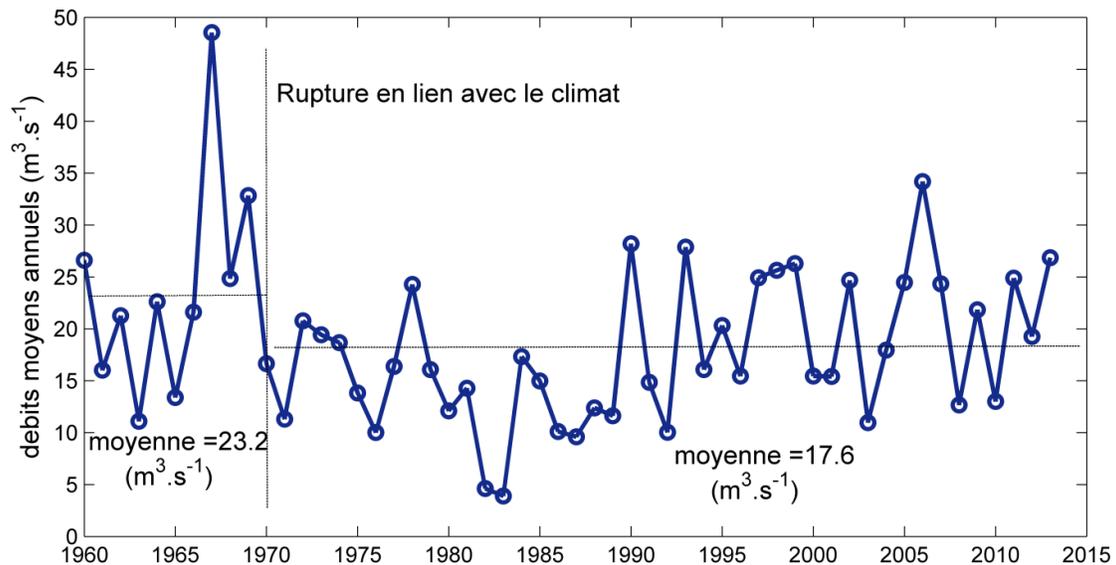


Figure III- 6 : Mise en évidence des ruptures dans la série des débits moyens annuels sur le Mouhoun supérieur à Samendeni

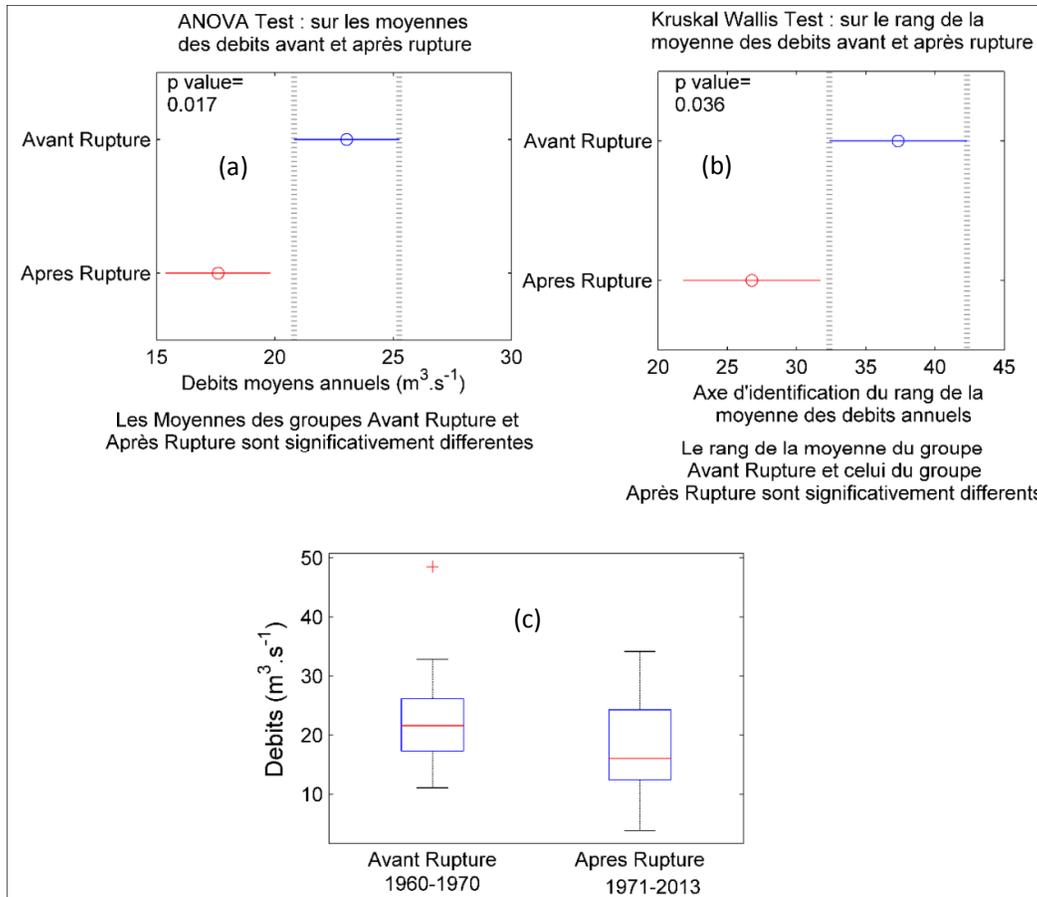


Figure III- 7: Resultats graphiques des statistiques sur les debits à Samendeni : (a) ANOVA sur les debits moyens annuels, (b) Test de Kruskal Wallis sur les debits, (c) boxplots sur les debits avant et après la rupture

#### III.4. Tendence des indicateurs hydrologiques calculés

Que ce soit sur l'ensemble du Mouhoun supérieur ou sur le bassin de Samendeni, le test de Mann Kendall ne détecte aucune tendance claire pour ce qui concerne les débits moyens annuels et les débits maxima annuels (Figure III-8(a),(b) et Figure III-9(a),(b). L'écoulement total annuel (Figure III-8 (c) et (d)), la lame d'eau écoulée (Figure III-8 (e) et (f)) et le coefficient d'écoulement (Figure III-8 (g) et (h)) qui sont directement liés aux débits moyens présentent eux aussi une absence de tendance monotone quand on applique le test de Mann Kendall. Cette absence de tendance monotone à la fois à Samendeni et à Nwokuy soutient le fait que la fonction de production (et/ou de transfert) n'est pas une fonction linéaire de la pluviométrie. Et cela est à prendre en compte dans le choix de modèle de simulation de la réponse hydrologique sur le complexe Ms-S.

En dehors des paramètres analysés ci-dessus, nous nous sommes intéressés à bien d'autres paramètres tels que le débit au début du tarissement, le débit à la fin de l'année hydrologique et le coefficient de tarissement. La tendance est clairement à la baisse pour le débit au début de la période de tarissement que ce soit à Nwokuy ou à Samendeni (Figure III-9 (c) et (d)). Cette même tendance est observée avec le débit à la fin de l'année hydrologique aux deux stations (Figure III-8 (e) et (f)). Au-delà du fait que cela caractérise des étiages de plus en plus sévères, cette tendance à la dégradation du débit de base signifie un écoulement souterrain de plus en plus faible.

En outre à Nwokuy, le coefficient de tarissement a une tendance globale à la hausse qui n'est cependant pas significative avec le test de Mann-Kendall au seuil de signification 5% ( $p=0.192$ ). Quant à la station de Samendeni, la tendance à la hausse du coefficient de tarissement est bien significative au seuil de 5% ( $p=0.000$ ). La tendance à la hausse du coefficient de tarissement est également mise en évidence sur d'autres rivières dans la sous-région. Olivry et al. (1993) ont mis en évidence une augmentation du coefficient de tarissement du Bani à Douna. Ce qui correspond à une vidange plus précoce et plus rapide des nappes (Mahé et al. 2000). En effet, le coefficient de tarissement est proportionnel à la vitesse de vidange de la nappe. Il augmente en période de sécheresse (Mahé et al. 2000). L'augmentation du rythme de vidange mise en évidence dans la présente étude serait donc la conséquence directe de la rupture pluviométrique constatée depuis les années 1970 (cf. chapitre II). En outre comme il a été précisé plus haut, les débits au début du tarissement et à la fin de l'année hydrologique, constitués presque exclusivement par les eaux des nappes, présentent une tendance significative à la baisse tandis que le coefficient de tarissement augmente. Cette situation est également mise en évidence sur le Bani à Douna, et traduirait globalement une diminution des ressources souterraines (Olivry et al. 1993). Elle serait aussi à l'origine de la modification apparente des relations pluies/débits qu'on observe sur beaucoup de rivières (Bamba et al. 1996). L'hypothèse de la baisse de la nappe est en concordance avec les résultats d'une étude précédente sur un sous-bassin du Mouhoun supérieur (le Kou). Cette étude utilise des observations piézométriques pour mettre en évidence une dégradation du niveau de la nappe avec le temps (Tirogo 2016). Tirogo (2016) soutient aussi que la tendance à la baisse de niveau de la nappe est en concordance avec l'accroissement des pompages et l'évolution de la recharge sur le bassin du Kou.

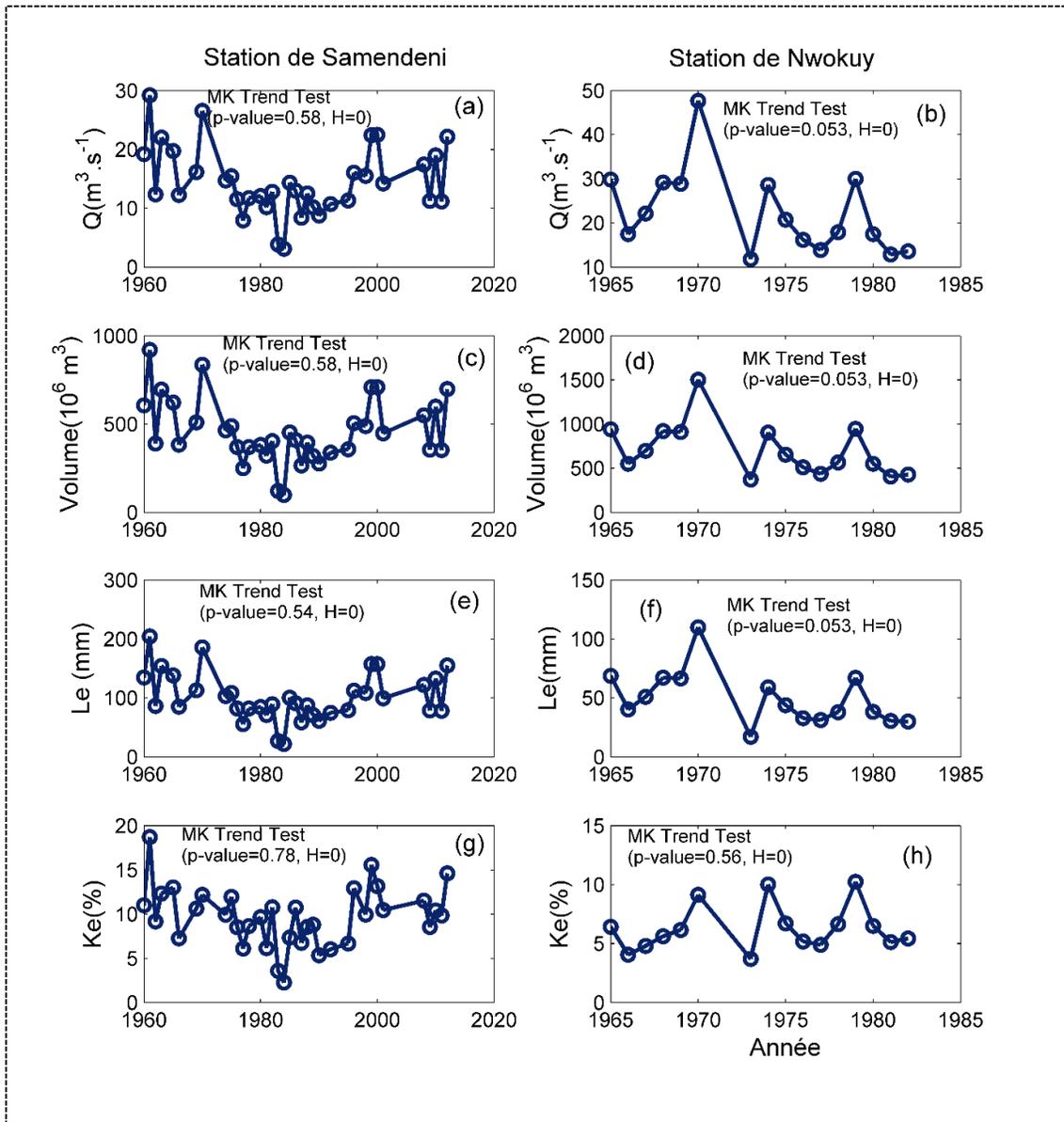


Figure III- 8 : Tendence des paramètres hydrologiques : (a) et (b)-débits moyens annuels, (c) et (d)-écoulements annuels, (e) et (f) lame d'eau écoulée annuellement, (g) et (h) coefficients d'écoulements annuels. MK Trend Test : Test de tendance de Mann Kendall. H=0 : Absence de tendance monotone dans la série de données. H=1 : Présence de tendance monotone dans la série de données.

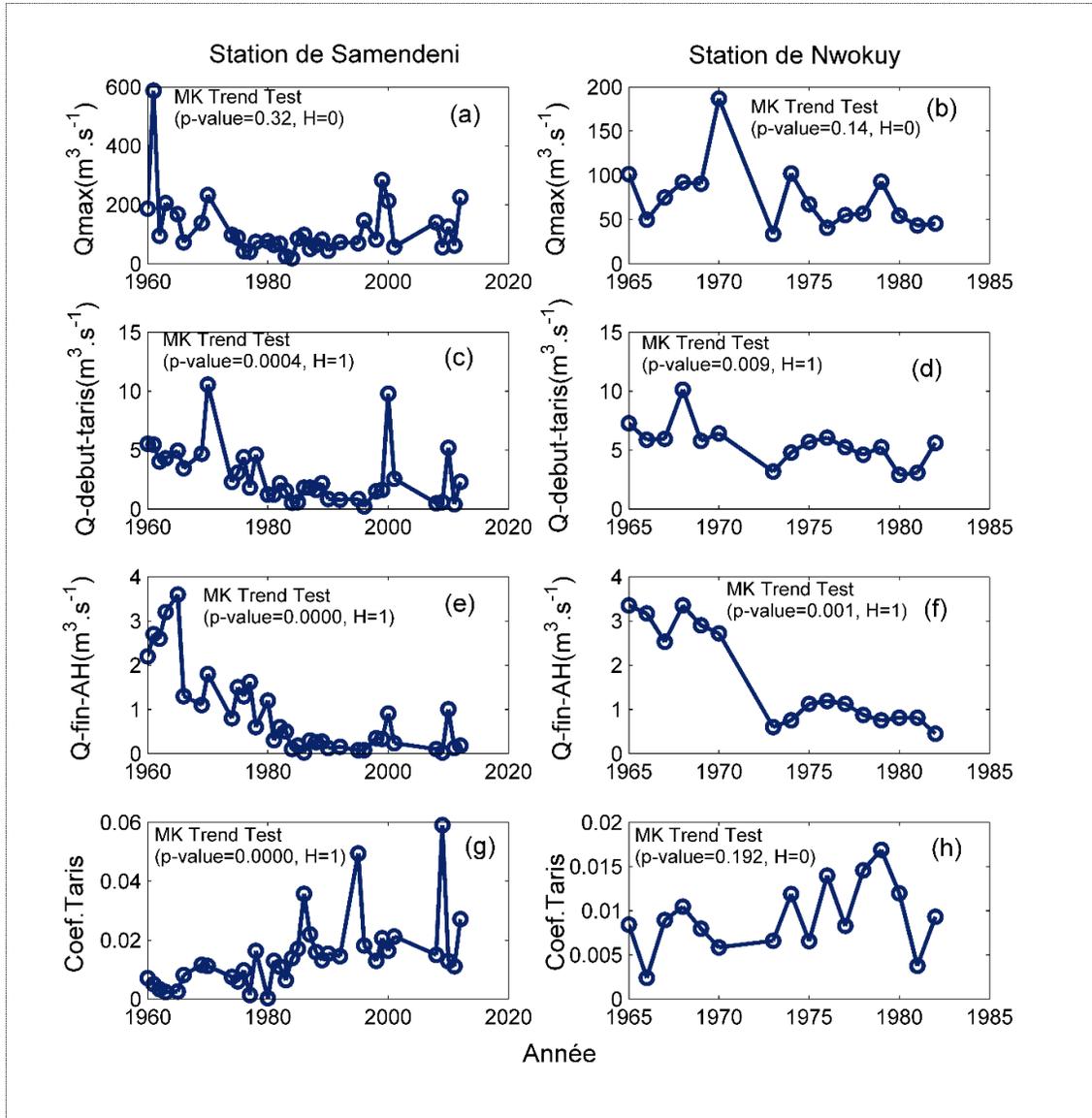


Figure III-9 : Tendence des paramètres hydrologiques (suite): (a) et (b)-débit maximal annuel, (c) et (d)-débit au début de la période de tarissement, (e) et (f) débit à la fin de l'année hydrologique, (g) et (h) coefficient de tarissement. MK Trend Test : Test de tendance de Mann Kendall. H=0 : Absence de tendance monotone dans la série de données. H=1 : Présence de tendance monotone dans la série de données.

### **III.5. Conclusion partielle**

L'analyse des débits moyens annuels à Samendeni et à Nwokuy indique la non stationnarité des séries hydrologiques. La rupture commune constatée aux deux stations autour de 1970 est principalement en lien avec la variabilité climatique du contexte Ouest africain (bien connu dans la littérature). Une seconde rupture constatée à la station de Nwokuy est d'origine anthropique et résulte du système de régulation des eaux à la confluence Mouhoun-Sourou.

Bien que les débits moyens annuels ne dégagent pas une tendance significative à la baisse, nous constatons un déficit d'écoulement important après la rupture de 1970 que ce soit à Nwokuy ou à Samendeni. À Nwokuy le déficit est estimé à 50% en écartant la période sous l'influence anthropique (période postérieure à 1983). À Samendeni, le déficit est moins important (24%) avec une série plus longue qui prend en compte les dernières années (2000-2013) qui sont de plus en plus humides. Aussi, avons-nous noté une très grande variabilité du coefficient d'écoulement ( $K_e$ ) sur le sous bassin versant de Samendeni (en zone soudanienne) comparativement à l'ensemble du Mouhoun supérieur (dominé par la zone soudano-sahélienne) indiquant la forte sensibilité du sous bassin versant de Samendeni vis-à-vis de la variabilité climatique.

Enfin, nous avons constaté avec les investigations statistiques que les débits au début de tarissement et à la fin de l'année hydrologique, constitués presque exclusivement par les eaux des nappes, présentent une tendance significative à la baisse tandis que le coefficient de tarissement augmente. Cette situation a déjà été mise en évidence sur le Bani à Douna (Olivry et al. 1993) et sur le Niger à Koulikoro (Chevallier et Pouyau 1996) et traduirait globalement une diminution des ressources souterraines d'après les auteurs de ces études. Quant à la baisse des ressources en eaux souterraines, elle serait aussi à l'origine de la modification apparente des relations pluies/débits qu'on observe sur beaucoup de rivières (Bamba et al. 1996).

Ce chapitre a permis de caractériser hydrologiquement la zone d'étude et d'analyser des indicateurs hydrologiques pour sortir des informations sur l'impact du climat et de l'homme sur la ressource en eau en considérant des données observées. Les tendances de certains indicateurs sont interpellateurs vis-à-vis des pressions sur les eaux souterraines et cela nécessite de répondre à d'autres questions si l'on veut gérer l'eau de façon efficace : (i) comment la variabilité climatique conjuguée à l'action de l'homme et au milieu physique naturel ont-ils impacté la qualité de la ressource en eau ? (ii) Comment se font les interactions eaux de surface-eaux souterraines ? Autrement dit, que savons-nous des écoulements souterrains (appréciation quantitative), de la dynamique de la recharge et du renouvellement des eaux de

nappes ? Les deux prochains chapitres nous permettront d'explorer ces champs à travers des outils hydrochimiques, isotopiques et statistiques.

## CHAPITRE IV :

### CONTRIBUTION DE LA GÉOCHIMIE ET DE L'ISOTOPIE À LA COMPRÉHENSION DES INTERACTIONS EAUX DE SURFACE-EAUX SOUTERRAINES

Dans ce chapitre des approches géochimiques et isotopiques ont permis (i) d'identifier les faciès hydrochimiques dans la zone d'étude, (ii) de mettre en évidence les processus qui gouvernent la qualité minéralogique des eaux souterraines et (iii) de comprendre davantage la dynamique des mouvements d'eaux dans les différents compartiments de la zone d'étude (recharge, écoulements souterrains, drainage à travers les sources...).

## **CHAPITRE IV : CONTRIBUTION DE LA GÉOCHIMIE ET DE L'ISOTOPIE À LA COMPRÉHENSION DES INTERACTIONS EAUX DE SURFACES-EAUX SOUTERRAINES**

### **IV.1. Introduction**

L'eau douce ne représente que 2,5% de l'eau sur terre et moins de 1% de l'eau douce est accessible (Mishra et Dubey 2015). En outre cette proportion d'eau accessibles est continuellement sous la menace de plusieurs facteurs anthropiques et climatiques: pressions liées à la croissance rapide de la population (Kalaoun et al. 2018), pollution par de mauvaises pratiques agricoles (Dakoure 2003; Flores-López et al. 2013; Canning and Stillwell 2018) et activités industrielles (Zhou et al. 2018; Qi et al. 2018; Mercado et al. 2018), pertes par évaporation (Mahé and Paturol 2009). Cela montre la nécessité d'une veille permanente sur la ressource en eau que ce soit du point de vue quantitatif ou qualitatif surtout sur les bassins versants avec d'énormes enjeux socio-économiques.

L'utilisation des données hydrochimiques et isotopiques pour l'étude qualitative et quantitative de la ressource en eau est considérée comme une solution efficace pour la gestion des ressources en eau. De nombreux auteurs ont utilisé récemment des techniques géochimiques et isotopiques dans les cas pratiques suivants : (i) étude de la qualité minéralogique de l'eau, études des processus de transfert d'eau entre aquifères, étude de la recharge et/ou d'évaporation des eaux (Dakoure 2003; O'Connor et al. 2010; Huneau et al. 2011; Swarzenski et al. 2013; Doveri and Mussi 2014; Yeh et al. 2014; Zhang et al. 2015, 2018; Somaratne et al. 2016; Fan et al. 2016; Wu et al. 2016; Wang et al. 2016; Udias et al. 2016; Li et al. 2016, 2017a, b, 2018; González-Trinidad et al. 2017; Jiménez-Madrid et al. 2017; Yuan et al. 2017; Peters et al. 2018; Vadde et al. 2018; Jiang et al. 2018; Sako et al. 2018).

Pour ce qui concerne la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni, deux études d'envergure régionale (Dakoure, 2003; Huneau et al., 2011) ont analysé les données collectées entre 1980 et 2003 pour une investigation sur la qualité chimique et le modèle hydrodynamique de l'aquifère, y compris les processus de recharge et de renouvellement des eaux. Plus d'une décennie après, un nouveau projet soutenu par l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA) avec la collaboration du Burkina Faso, du Mali et de la Mauritanie a permis de faire une mise à jour des anciennes données. Ces données collectées dans la période 2013-2016 à travers plusieurs campagnes, sont analysées dans la présente étude dans le but d'améliorer non seulement notre compréhension sur les processus de minéralisation des eaux,

mais aussi pour comprendre davantage les processus de la recharge, de renouvellement des eaux et les mécanismes des écoulements souterrains.

## **IV.2. Matériels et méthodes**

### *IV.2.1. Travaux de terrain et de laboratoire*

L'échantillonnage des eaux souterraines et de surface dans la zone d'étude a été effectué (selon les consignes de l'AIEA) de manière intermittente au cours de deux campagnes (décembre 2013 à janvier 2014 et février 2016) pour ce qui concerne la partie burkinabé et une campagne (juin 2013) pour ce qui concerne la partie Malienne. Des formations géologiques différentes ont été couvertes par l'échantillonnage (Figure IV-1). Soixante-onze (71) et dix (10) échantillons ont été respectivement, prélevés dans l'Infra Cambrien Tabulaire (ICT) et le Continental du Terminal (CT) du Burkina Faso. Dans la partie malienne, la distribution des points de prélèvement était la suivante: ICT (5 échantillons), Infra Cambrien Plissé (ICP) (5 échantillons) et CT (20 échantillons). Dans la partie burkinabè où on enregistre de nombreuses sources d'eau, des prélèvements ont été également effectués sur des eaux de sources (5 échantillons) et puis sur des rivières et des réservoirs artificiels (5 échantillons). L'échantillonnage des eaux souterraines a été effectué principalement dans des forages de profondeurs comprises entre 25 et 200 m. La valeur moyenne de la profondeur varie légèrement d'un aquifère à l'autre soit : 60 m (ICT Burkina Faso), 63 m (CT Burkina Faso), 45 m (CT Mali), 56 m (ICT Mali) et 46 m (ICP Mali). Les forages les moins profonds ont été enregistrés dans le CT malien. Au total, 121 échantillons d'eau ont été prélevés dans la zone d'étude au Burkina Faso et au Mali (Figure IV-1). La première campagne était la plus importante avec 69 échantillons au Burkina Faso et 30 échantillons d'eau souterraine au Mali. Les 22 autres échantillons ont été collectés uniquement au Burkina Faso qui couvrait la plus grande partie de la zone d'étude.

Les mesures de terrain (Annexe IV-1) ont porté entre autres sur la localisation et les mesures d'altitude, de conductivité électrique (CE), de pH et de température. Les échantillons d'eau prélevés ont été conditionnés dans les flacons appropriés et expédiés au Laboratoire Radio Analyse et Environnement (LRAE) de Sfax en Tunisie pour les analyses chimiques et isotopiques. Pour la réalisation des mesures et analyses de terrain, le matériel suivant a été mobilisé: des pompes de prélèvement, des pH-mètres, des conductimètres, des burettes digitales pour les titrages volumétriques et des GPS. Trois types des flacons fournis par l'AIEA ont été utilisés : des flacons de 1000 ml (pour l'hydrochimie), 500 ml (pour le tritium) et 30 ml

(pour les isotopes stables). Lors des prélèvements, les échantillons destinés à l'analyse des cations et métaux lourds ont été acidifiés à l'acide nitrique concentré.

Tous les échantillons prélevés ont fait l'objet d'une analyse chimique des éléments majeurs (Na, Ca, K, Mg, Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub> et NO<sub>3</sub>) et isotopiques ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^3\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) au Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement (LRAE) de l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax (Tunisie). Les protocoles de mesure ont déjà été décrits par plusieurs études réalisées par LRAE (Kpegli et al. 2015; Farid 2016) et se résument comme suit : (i) Pour les éléments majeurs, la méthode par chromatographie ionique phase liquide (HPLC) a été utilisée. Les mesures se font sur une colonne IC-Pak<sup>TM</sup> CM/D pour les cations, en utilisant l'EDTA et l'acide nitrique comme éluant et sur un chromatographe équipé de colonnes Metrohm IC SUPER-SEP pour les anions, en utilisant l'acide phtalique et acetonitric comme éluants. (ii) Les teneurs en isotopes stables ont été mesurées par un spectromètre Laser LGR. Les mesures sont exprimées en  $\delta$  (‰) par rapport au standard international V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) qui représente la composition moyenne des eaux océaniques. Les teneurs en  $^3\text{H}$  ont été mesurées par compteur à scintillation liquide suite à un enrichissement par électrolyse des échantillons d'eau. Ces teneurs s'expriment en unité de tritium (UT).

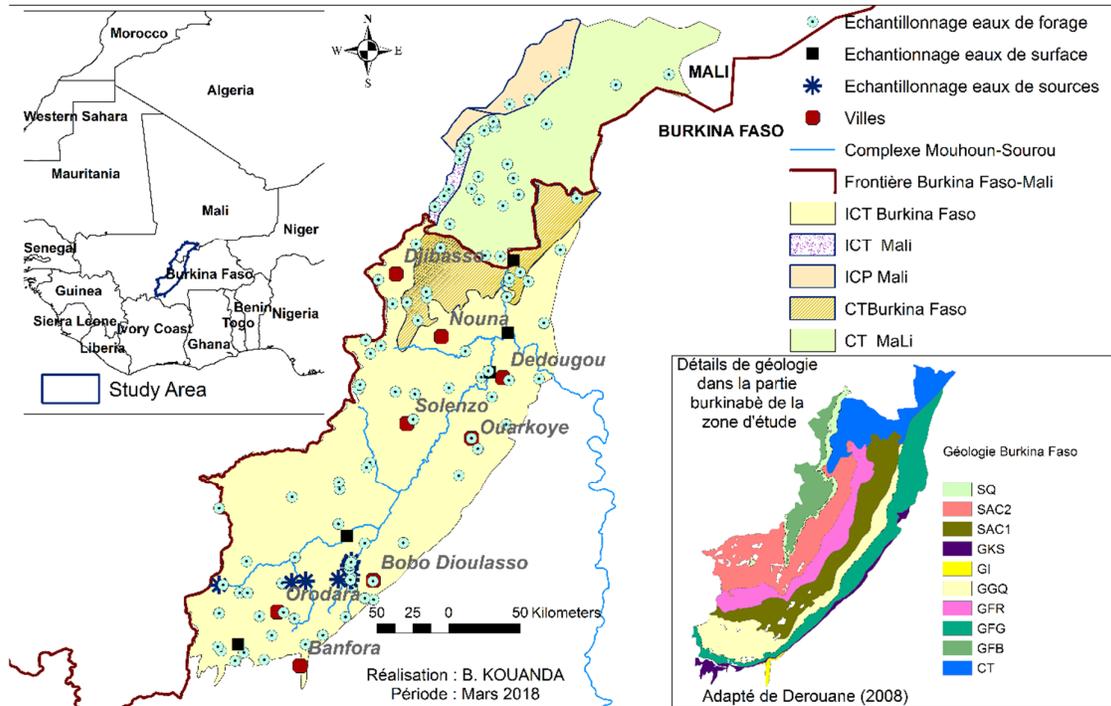


Figure IV- 1 : Carte du dispositif d'échantillonnage des eaux au Burkina Faso et au Mali: (i) ICT (Infra Cambrien Tabulaire) comprends au Burkina Faso: les Grès Inférieurs (GI), les Grès de Kawara-Sindou (GKS), les Grès Fins Glauconieux (GFG), les Grès à Granules de Quartz (GGQ), les Siltstones, Argilites et Carbonates de Guena-Souroukoundinga (SAC1), les Grès Fins Roses (GFR), les Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiéban (SAC2 ou "Schistes de Toun"), les Siltstones et Quartzites de Fo (SQ ou "Grès de Koutiala") et les Grès de Fo-Bandiagara (GFB). (ii) ICP (Infra Cambrien Plisse au Mali), (iii) CT (Continental Terminal) au Burkina Faso et au Mali, (iv) ICT mali (Infra Cambrien Tabulaire au Mali)

#### IV.2.2. Validité et incertitudes sur les résultats d'analyses de laboratoire

La fiabilité des analyses chimiques est liée aux méthodes analytiques appliquées et aux concentrations des différents éléments majeurs. Les méthodes utilisées et les limites de détection varient selon les laboratoires d'analyse. Le calcul de la Balance Ionique (BI) permet généralement d'estimer la fiabilité des résultats des analyses chimiques.

$$BI = (\sum C - \sum A) / (\sum C + \sum A) * 100 \quad (IV.1)$$

BI = balance ionique en (%).

$\sum A$  = Somme des anions en milliéquivalents par litre.

$\sum C$  = Somme des cations en milliéquivalents par litre.

L'analyse est déclarée acceptable si  $-5 \leq BI \leq 5$  (%).

Les valeurs absolues de la balance ionique caractérisant les échantillons prélevés dans le cadre de la présente étude sont tous inférieures ou égale à 5% reflétant la bonne qualité des analyses

effectuées. Les incertitudes analytiques sur les mesures sont de  $\pm 0,2 \text{ ‰}$  pour l'oxygène-18 et  $0,3 \text{ ‰}$  pour le tritium et de  $\pm 2 \text{ ‰}$  pour le deutérium.

### ***IV.2.3. Approches pour les investigations hydrochimiques***

#### *IV.2.3.1. Analyse des données physico-chimiques*

Tout d'abord les paramètres physico-chimiques ont été analysés pour apprécier les principales caractéristiques des eaux souterraines et celles de surface.

Les paramètres physico-chimiques (température, pH et conductivité électrique) , permettent d'apprécier les principales caractéristiques des eaux (Farid 2016). Ils peuvent également permettre de discriminer des aquifères (Dakoure 2003; Ben Moussa 2011) ou favoriser la détermination de zones préférentielles d'alimentation ou de contamination (Ben Moussa 2011). Dans le cadre de la présente étude l'objectif de l'analyse des paramètres physico-chimiques est double. Dans un premier temps, ils nous permettent d'apprécier sur la base des indicateurs de l'OMS, la qualité des eaux des forages utilisés pour l'AEP. Dans un second temps ils sont utilisés pour apprécier le contraste entre aquifères et surtout pour l'analyse de la recharge à travers la cartographie.

#### *IV.2.3.2. Approche pour la caractérisation des faciès hydrochimiques et leur évolution*

Pour la détermination des faciès hydrochimiques une approche très classique a été utilisée. Il s'agit de la représentation des échantillons prélevés dans le diagramme de Piper (Piper 1944). Elle a permis de distinguer les principaux types d'eaux dans notre zone d'intérêt. Les résultats obtenus ont été comparés avec ceux obtenus par (Dakoure 2003) pour ce qui concerne la partie Burkinabè de la zone d'étude dans le but d'apprécier l'évolution dans le temps des faciès chimiques.

#### *IV.2.3.3. Approches pour l'étude des processus de minéralisation des eaux*

Pour étudier l'origine des ions et des processus contrôlant leur concentration dans les eaux souterraines, une approche couramment utilisée en géochimie, est la détermination du degré de solubilité dans l'eau des potentiels minéraux qu'on peut trouver dans le contexte géologique de la zone. Cette approche a consisté dans le cas de la présente étude à déterminer les indices de saturation (IS) de certains minéraux présents dans la zone sédimentaire (dolomite, calcite, anhydrite, gypse, halite et aragonite) à l'aide du module PHREEQC du logiciel Diagrammes (Parkhurst and Appelo, 1999).

$$IS = \log\left(\frac{PAI}{K}\right) \quad (IV.2)$$

*PAI* : Produit de solubilité exprimé à l'aide des activités ioniques;

*K* : Constante d'équilibre relative à la dissolution du minéral ;

On suppose qu'à l'équilibre, l'activité d'un minéral donné est égale à 1, on obtient  $PAI = K$ , autrement dit,

$$IS = \log\left(\frac{PAI}{K}\right) = 0 \quad (IV.3)$$

Pour une solution aqueuse :

- si  $IS = 0$ , l'eau est en équilibre (saturée) vis-à-vis du minéral.
- si  $IS < 0$ , l'eau est sous-saturée par rapport au minéral, cela signifie que l'eau va dissoudre le minéral.
- si  $IS > 0$ , l'eau est sursaturée, cela signifie que l'eau va précipiter le minéral.

Néanmoins, l'indice de saturation dépend directement de la validité des mesures des concentrations ioniques et de la mesure du pH dans certains cas, en particulier pour la saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés. Ainsi la variation du pH, ainsi que l'erreur sur les analyses chimiques, se traduisent par une imprécision dans le calcul de l'indice de saturation (Ben Moussa 2011). Par conséquent, il est recommandé de considérer que la saturation est obtenue dans un domaine un peu plus large tel que  $-1 < IS < 1$  (Daoud, 1992 cité par (Ben Moussa 2011)). Nous optons pour cette hypothèse dans le cadre de cette étude. Aussi, sommes-nous servis de différents diagrammes bivariés pour plus d'investigations sur les sources de minéralisation des eaux.

#### ***IV.2.4. Approches pour les investigations isotopiques***

##### *IV.2.4.1. Caractérisation isotopique du signal d'entrée*

Le signal d'entrée est celui de la pluie. Il doit être précisé en amont afin de pouvoir analyser par la suite l'origine, l'âge et les mouvements des eaux dans les aquifères. Sur un diagramme  $\delta^2H$  vs.  $\delta^{18}O$ , la vapeur qui se forme à partir de l'évaporation des océans, les eaux qui se forment par condensation de la vapeur océanique, ou les eaux souterraines sur les continents directement rechargées par les pluies sans modification majeure, ou les eaux des rivières isotopiquement non modifiées, se regroupent sur une droite de pente 8 et de décalage à l'origine de 10, caractéristiques des masses d'air d'origine océanique (Ndembo 2009). Il s'agit de la Droite des Eaux Météoriques mondiales, de forme  $\delta^2H = 8 * \delta^{18}O + 10$  (Craig 1961) qui caractérise le signal isotopique des eaux de pluies au niveau mondial.

Cependant, il convient de noter que les teneurs en isotopes stables observées dans les pluies dépendent des processus physiques qui entraînent des variations spatiales et temporelles en fonction des conditions hydrométéorologiques (Taupin et al. 2002; Farid 2016). Ces variations résultent des processus successifs du fractionnement isotopique à chaque changement de phase de l'eau durant son cycle atmosphérique (Jouzel et al. 2000 cité par Farid (2016). Elles sont le résultat de plusieurs facteurs tels que la saisonnalité, les sources d'humidité, la quantité de pluie et les conditions météorologiques durant l'évaporation, la condensation et la précipitation. Par conséquent, la composition isotopique des précipitations locales est principalement contrôlée par des processus à l'échelle régionale: elle est fortement influencée par la provenance des masses d'air humides, les trajectoires de la vapeur d'eau transportée sur les continents (Farid 2016). Nous avons donc procédé à la définition d'une Droite Météorique Régionale (DMR). Étant donné la grande taille de la zone d'étude, des données de 16 stations du Burkina Faso, du Mali et du Niger ont été utilisées. Ces données sont obtenues à partir de la plateforme de l'AIEA en ligne dénommé GNIP (*Global Network for Isotope in Precipitation*). Les échantillons évaporés ont été supprimés dans la construction de la droite météorique régionale qui permettra d'analyser la dynamique des échanges (atmosphère, surface, souterrain) des eaux.

#### *IV.2.4.2. Caractérisation isotopique des eaux de surface et souterraines et étude des interactions surface-souterraines*

Des statistiques de base ont permis de caractériser dans un premier temps le signal isotopique des eaux de surface et souterraines. Des tests statistiques ont été utilisés pour comparer les eaux provenant de différents aquifères prédéfinis sur la base de la lithologie dans le but de vérifier si les eaux de ces aquifères sont issues de la même famille. La relation  $^3\text{H} / ^{18}\text{O}$  a été utilisée pour vérifier l'existence d'une recharge actuelle et l'ampleur de l'évaporation des eaux de surface et souterraines (caractérisation des échanges avec l'atmosphère). L'interprétation des activités relatives au tritium ( $^3\text{H}$ ) ont permis dans un premier temps de vérifier l'existence d'une recharge actuelle, puis par la suite à identifier les zones potentielles de recharge.

Les résultats de la géochimie combinés à ceux des approches isotopiques et des connaissances antérieures de l'hydrogéologie de la zone d'étude nous ont permis d'établir un modèle d'écoulement souterrain pour la zone d'étude. Ce modèle nous permet de mieux préciser les interactions entre les eaux de surface et souterraines sur l'ensemble de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni.

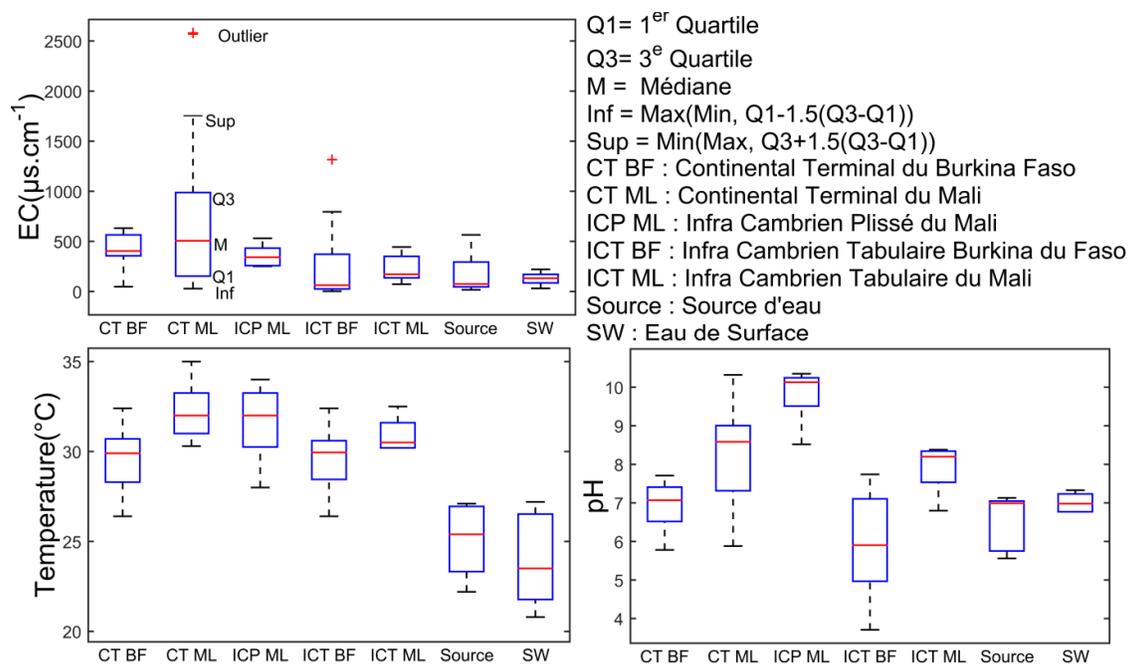
### **IV.3. Résultats et discussions**

#### ***IV.3.1. Paramètres physico-chimiques***

La Figure IV-2 montre que les valeurs de conductivité électrique (EC) dans la zone d'étude décrivent une large plage (de 2,46 à 2580  $\mu\text{s.cm}^{-1}$ ). Les valeurs moyennes suivantes ont été enregistrées dans les eaux souterraines: 199  $\mu\text{s.cm}^{-1}$  (ICT Burkina Faso), 404  $\mu\text{s.cm}^{-1}$  (CT Burkina Faso), 753  $\mu\text{s.cm}^{-1}$  (CT Mali), 233  $\mu\text{s.cm}^{-1}$  (ICT Mali) et 357  $\mu\text{s.cm}^{-1}$  (ICP Mali), 183  $\mu\text{s.cm}^{-1}$  (eau de source dans les ICT Burkina Faso) et 128  $\mu\text{s.cm}^{-1}$  (rivières et réservoirs d'eau). Les valeurs les plus élevées de CE ont été observées avec des échantillons provenant de CT Mali (Figure IV-2), où se rencontrent les forages les moins profonds et concernaient les localités de Songore, Diallassagou, Thiondougou et Soube. Comme on le verra plus bas, dans le CT malien on rencontre aussi des forages avec des valeurs importantes de pH. Cela semble indiquer une pollution importante. On y reviendra aussi plus tard dans l'étude des processus qui gouvernent la minéralisation des eaux dans cette partie du Mali. La carte en 3D de la CE (Figure IV-3) réalisée sur la base de plus de neuf mille (9000) forages ayant fait l'objet de suivi entre 2005 et 2015 dans le cadre du Programme National d'Adduction d'Eau Potable et Assainissement au Burkina Faso (PN-AEPA), met en évidence un gradient Sud-Nord. Ce gradient est tout à fait cohérent avec le mouvement général des eaux souterraines mises en évidence avec la carte piézométrique de la zone d'étude. Les CE les plus faibles (assez proches de celles des eaux de pluies) étant enregistrées dans les hautes altitudes de la zone d'études. Ces zones seraient les plus favorables à la recharge et cela est en concordance avec les investigations hydrochimiques de Dakoure (2003) et les investigations sur la base de la piézométrie de (Derouane 2008). Dans la présente étude des investigations isotopiques viendront confirmer la pertinence de la carte de la CE et celle des zones de recharge identifiées. Les cartes des Figures IV-3 et IV-4 donnent l'impression que la topographie a plus d'influence sur la recharge que le type de géologie dans la zone d'étude. Néanmoins la carte de la Figure IV-4 montre un contraste qui permet de voir assez clairement que les GKS, les GGQ et les GFB seraient plus favorables à la recharge.

Les températures moyennes de l'eau présentent peu de variations entre les formations géologiques et se situent dans la fourchette de la valeur annuelle de la température atmosphérique dans la zone d'étude (30-31 ° C) (Figure IV-2). Ces températures sont dans la même gamme que celles trouvées par Dakoure (2003); Huneau et al. (2011). Ces auteurs ont justifié les valeurs qu'ils ont trouvé (29°C à 32 °C) par le fait que le sol soit presque toute l'année soumis à une insolation intense et emmagasine de ce fait une chaleur considérable.

Les valeurs de pH de l'eau dans l'ensemble de la zone d'étude appartiennent aussi à une large gamme (de 3,7 à 10,4). Les échantillons prélevés dans l'ICT et le CT du Burkina Faso sont en général acides ou neutres avec respectivement une moyenne de 6 et 6,9. Les sources sont situées dans la partie ICT du Burkina Faso et présentent aussi des eaux acides ou neutres (moyenne = 6,5). Les eaux de surface (réservoirs d'eau et rivières) sont globalement neutres avec une moyenne = 7,0). Au Mali, les échantillons provenant de l'ICT sont neutres à légèrement alcalins (moyenne = 7,9) et tous les échantillons provenant de l'ICP sont alcalins (moyenne = 9,8). La mesure du pH au Mali semble indiquer une remarquable pollution des forages qui sont superficielles. La tendance acide des eaux dans l'ICT burkinabè (surtout dans sa partie sud où on rencontre les GKS et un affleurement des GI) a déjà été mise en évidence par Dakoure (2003) qui soutient qu'il s'agirait des zones potentielles de recharge. En effet les pluies de la zone d'étude présentent globalement des eaux acides. Cette hypothèse est en concordance avec la carte des zones de recharges réalisée sur la base de la CE (Figure IV-3).



**Figure IV- 2: Boite à moustaches des principaux paramètres physico-chimiques des eaux de surface et souterraines**

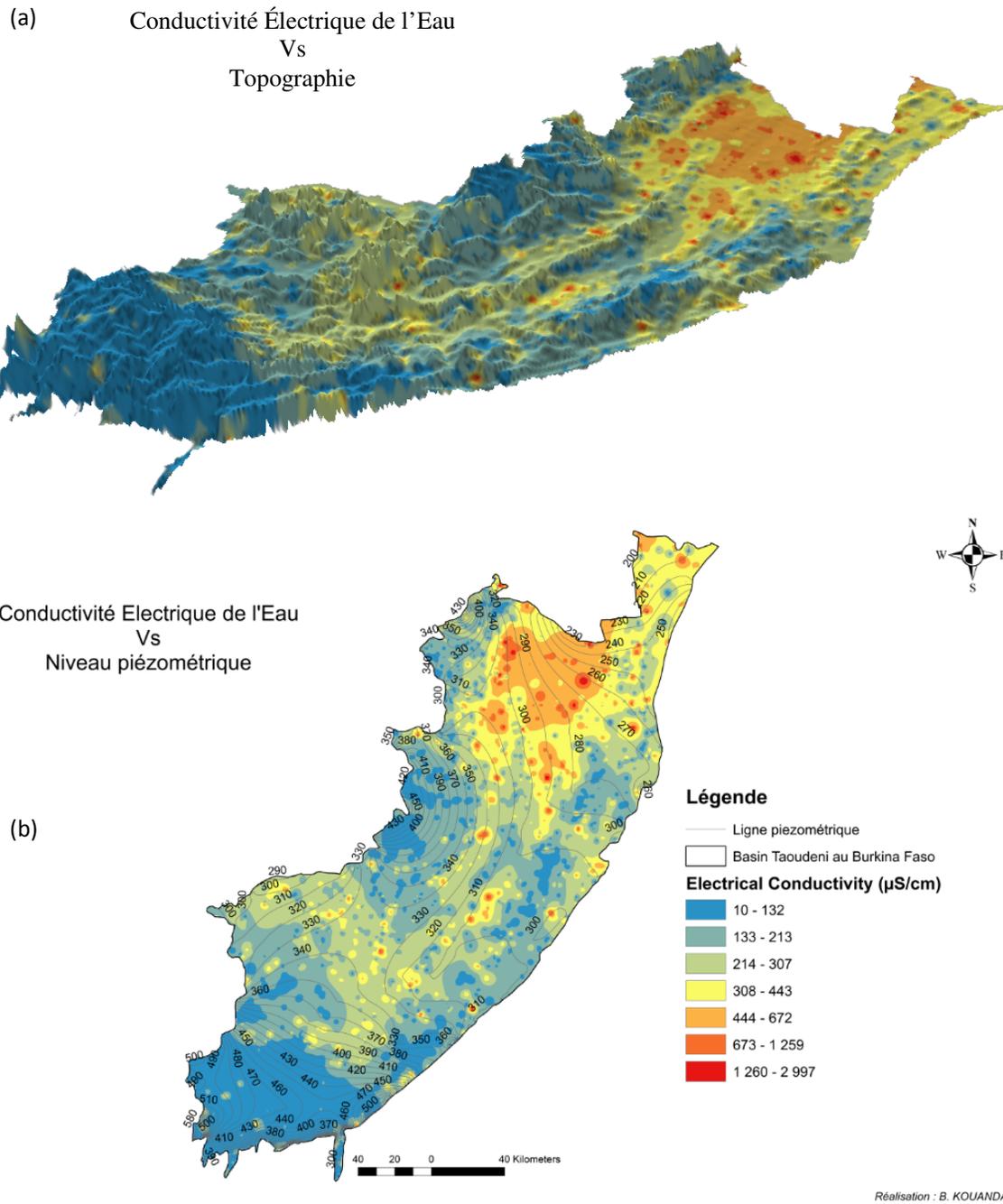


Figure IV- 3 : Mise en évidence des zones potentielles de recharge par la CE. (a) : Conductivité Électrique vs. Topographie. (b) : Conductivité Électrique vs. Niveau piézométrique

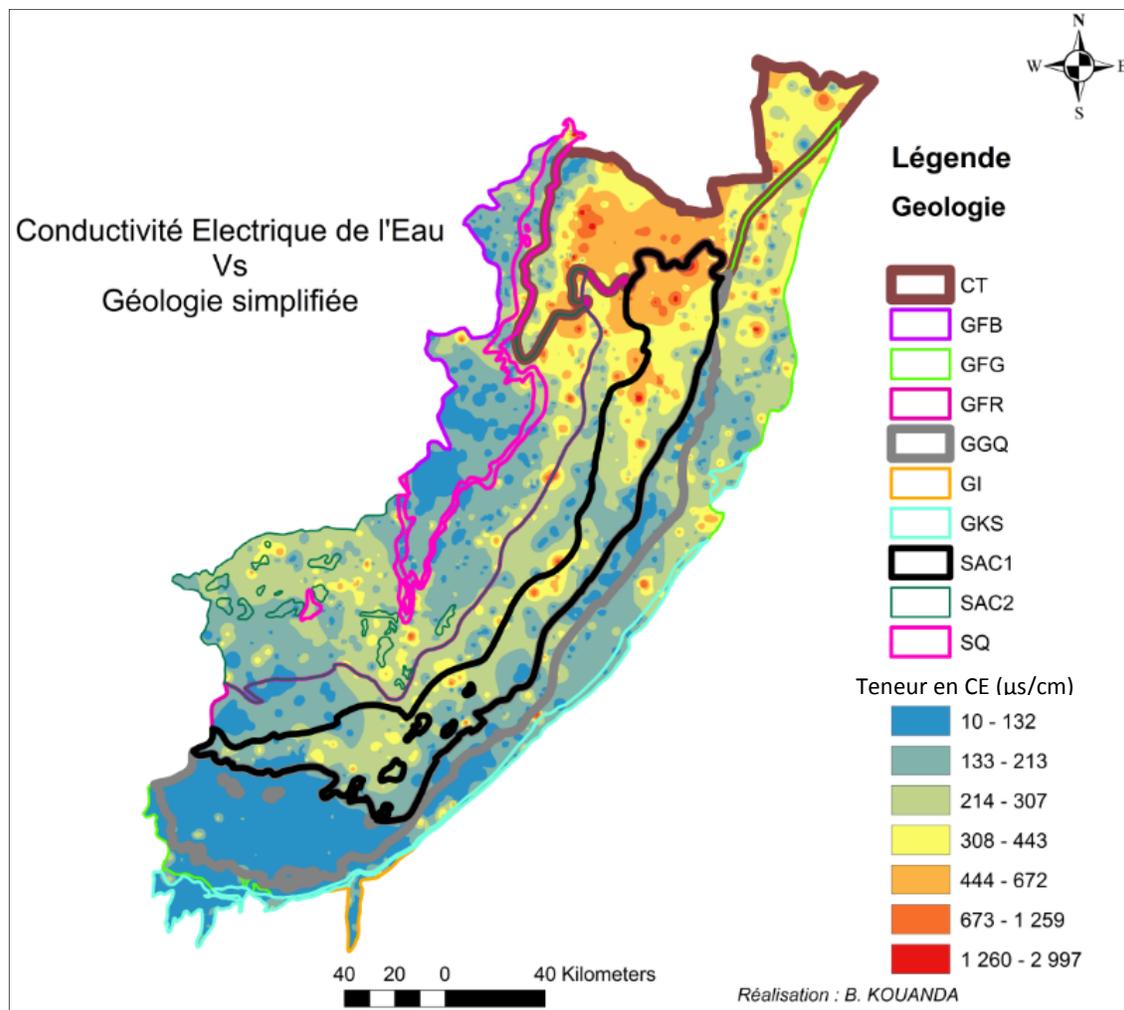


Figure IV- 4 : Tentative de discrimination des aquifères par la Conductivité Électrique

### IV.3.2. Ions majeurs et faciès hydrochimiques

Les ions majeurs sont présentés dans la figure IV-7. Elle permet d'apprécier leurs teneurs par aquifère vis-à-vis des normes OMS (ou CEE au cas où il n'y a pas de norme OMS pour le paramètre).

La figure IV-5 (diagramme de Piper) montre principalement quatre types d'eaux mais un seul faciès dominant: le bicarbonaté calcique et magnésien (Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>). Pour ce qui concerne les eaux souterraines les proportions de ce faciès hydrochimique se présentent comme suit : 68% et 60% des échantillons provenant respectivement de l'ICT du Burkina Faso et du Mali, 80% des échantillons de l'ICP (Mali), 70% et 65% des échantillons du CT respectivement du Burkina Faso et du Mali. Des études précédentes utilisant des données anciennes (1980-2003) (Dakoure 2003; Huneau et al. 2011) ont aussi trouvé une dominance du

faciès bicarbonaté calcite et magnésien. Le second faciès hydrochimique le plus important est de type Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>. Il occupe les proportions suivantes : 18% des échantillons dans l'ICT du Burkina Faso, 40% dans l'ICT du Mali, 20% respectivement dans l'ICP Malien et dans le CT Burkinabè et Malien. Le troisième groupe est de type Ca-HCO<sub>3</sub>. Il se présente dans les proportions suivantes : ICT du Burkina Faso (10%), CT du Burkina Faso (10%) et CT du Mali (5%). Le quatrième groupe est de type Na-K-HCO<sub>3</sub>: 4% dans l'ICT au Burkina Faso et 10% dans les échantillons du CT Malien. La Figure IV-7 présente les différents types d'eau et leurs proportions dans les différents aquifères.

**Les eaux de surface et les eaux des sources** présentent une similarité de faciès (80% bicarbonatée calcique et magnésienne et 20% bicarbonatée calcique). Cela soutient l'importance de la contribution des sources d'eau (donc des eaux souterraines) à l'écoulement du Mouhoun et l'alimentation des réservoirs d'eau de surface dans la partie de l'ICT du bassin sédimentaire de Taoudeni. En termes de faciès hydrochimique, les eaux des forages, des sources, des rivières et des réservoirs de surface présentent globalement le même type d'eau : eaux bicarbonatés calciques et magnésiennes. Ce qui confirme la forte interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans la zone d'étude. Ce résultat nous paraît assez évident et logique pour ce qui concerne la partie de l'ICT du Burkina Faso au regard des nombreuses sources d'eaux pérennes constatées dans cette zone. En outre, l'existence d'un seul faciès dominant mis en évidence soutient une fois de plus l'unicité d'une nappe d'eau à échelle de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni.

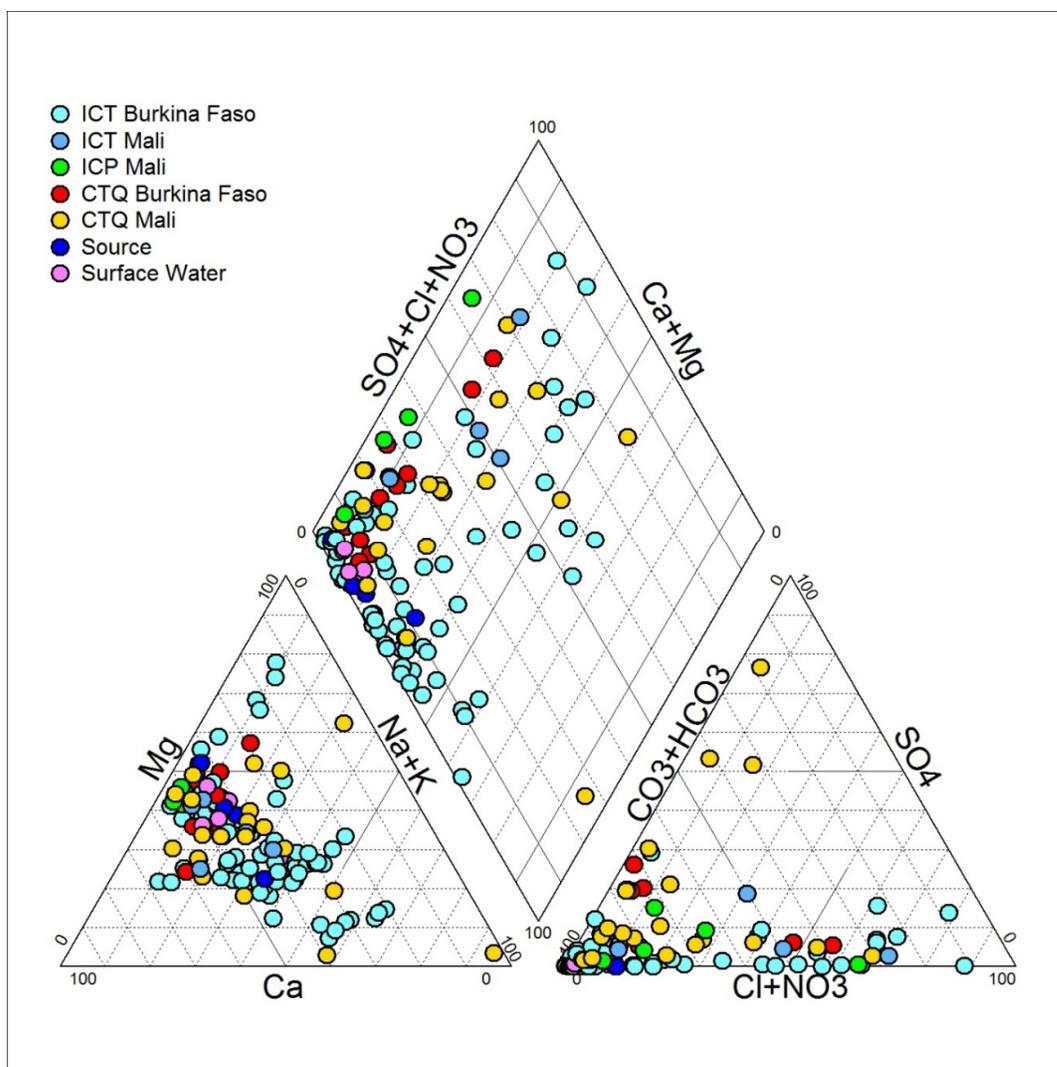


Figure IV- 5 : Caractérisation des types d'eau par le diagramme de Piper

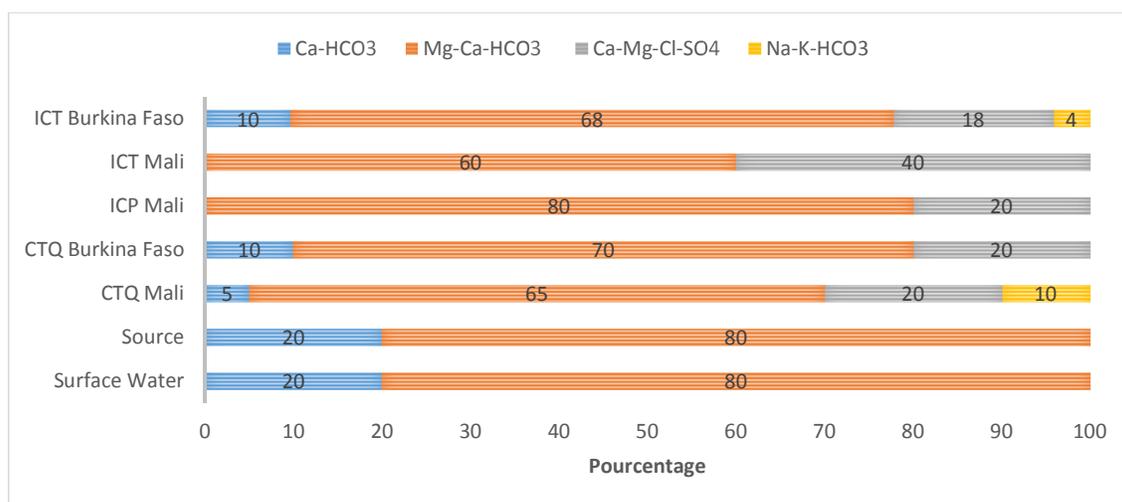


Figure IV- 6 : Proportion des différents types d'eau

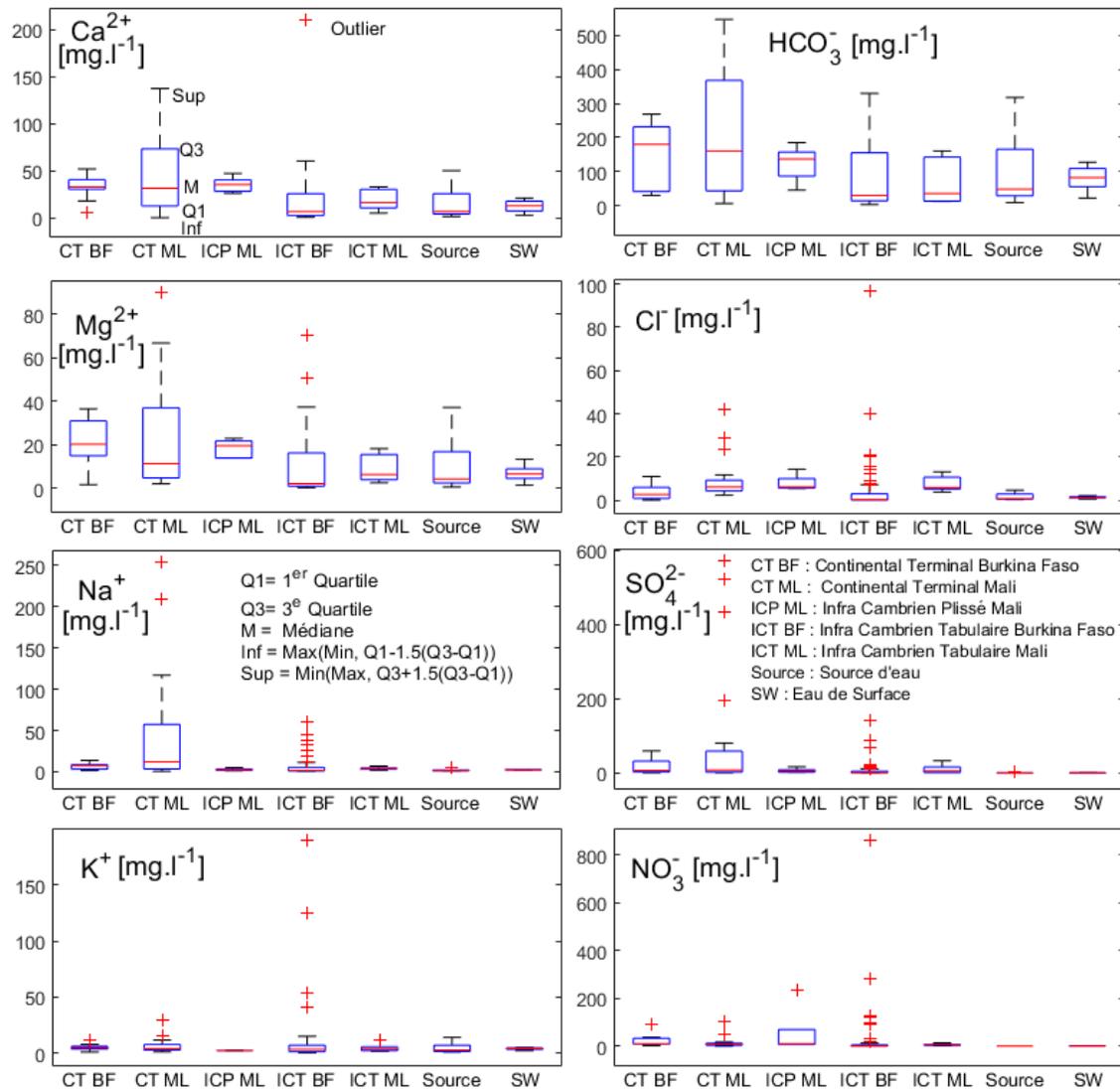


Figure IV- 7 : Teneurs des ions majeurs dans les eaux souterraines et de surface

### IV.3.3. Évolution des faciès hydrochimiques

La comparaison entre les faciès hydrochimiques issus de l'analyse des anciennes données (1980 à 2003) (Dakoure 2003) et ceux issus de l'analyse des nouvelles données (2013-2016) a mis en évidence une évolution remarquable du faciès à chlorures Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub> que ce soit au niveau de l'ICT ou du CT. Le Tableau IV-1 montre qu'avec les nouvelles données, la proportion du faciès de type Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub> dans le CT est de 20% contre 5% avec les anciennes données. Dans les Grès de Fo Bandiagara (GFB) de la partie de l'ICT au Burkina Faso on enregistre une proportion importante de ce faciès, soit 50% contre 0% avec les anciennes données. De même, dans les Grès à Granules de Quartz (GGQ) à l'intérieur de l'ICT

Burkinabè, on note pour le faciès Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>, une proportion de 19% contre 6% avec les anciennes données. Comme nous l'avons vu précédemment, les GGQ et les GFB seraient favorables à une recharge intéressante. L'évolution des proportions du faciès à chlorures semble donc être le résultat d'une infiltration des eaux contaminées par des chlorures anthropiques.

**Tableau IV- 1: Évolution des faciès: comparaison entre anciennes et nouvelles données**

Aquifer	Subdivision of aquifer in Burkina Faso	New data (2013-2016)				Old data (1980-2003) adapted from Dakouré 2003 (Dakoure 2003)			
		Mg-Ca-HCO <sub>3</sub> (%)	Ca-HCO <sub>3</sub> (%)	Ca-Mg-Cl-SO <sub>4</sub> (%)	Na-K-HCO <sub>3</sub> (%)	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> (%)	Ca-HCO <sub>3</sub> (%)	Ca-Mg-Cl-SO <sub>4</sub> (%)	Na-K-HCO <sub>3</sub> (%)
CT Burkina Faso	CT	70	10	20	0	95	0	5	0
Infra Cambrien (ICT) Burkina Faso	GFB	50	0	50	0	86	10	0	5
	SQ	50	0	0	50	95	0	5	0
	SAC2	60	30	0	10	67	16	4	13
	GFR	50	50	0	0	75	25	0	0
	SAC1	82	0	12	6	88	3	10	0
	GGQ	69	6	19	6	90	4	6	0
	GFG	60	13	20	7	86	4	10	0
	GKS	100	0	0	0	93	7	0	0
	Total	66	12	13	9	85	8	5	2

#### **IV.3.4. Processus de minéralisation de l'eau**

La figure IV-8 montre que sur les différents aquifères, presque tous les échantillons sont sous-saturés ( $IS < -1$ ) par rapport aux **minéraux évaporitiques**: halite (NaCl), anhydrite (CaSO<sub>4</sub>) et gypse (CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O). La sous-saturation de ces minéraux évaporitiques indique la possibilité de leur dissolution dans l'eau. Cependant, l'indice de saturation en halite est très bas, inférieur à -7 pour chaque aquifère (Figure IV-8). Cela signifie que la dissolution de l'halite, si elle se produit dans les aquifères, est d'une importance négligeable (Kpegli et al. 2015).

Pour les **minéraux carbonatés** (dolomite, calcite et aragonite), les situations suivantes se présentent au niveau des différents aquifères (Figure IV-8): (i) une sous-saturation pour presque tous les échantillons de l'ICT (Burkina Faso et Mali) et du CT (Burkina Faso), (ii) une domination d'échantillons à l'état de sursaturation ( $IS > 1$ ) dans le CT et l'ICP au Mali, (i)

un état d'équilibre vis-à-vis des minéraux carbonatés ( $-1 < IS < 1$ ) est aussi observé pour certains échantillons que ce soit dans le CT, l'ICT ou ICP. On peut donc observer les trois cas suivants: (i) la dissolution des minéraux carbonatés essentiellement au niveau de l'ICT (Burkina Faso et Mali) et du CT (Burkina Faso), (ii) la précipitation des minéraux carbonatés dans la zone malienne (70% des échantillons du CT et 100% des échantillons de l'ICP), (iii) un état d'équilibre ionique vis à vis des carbonatés dans certains échantillons.

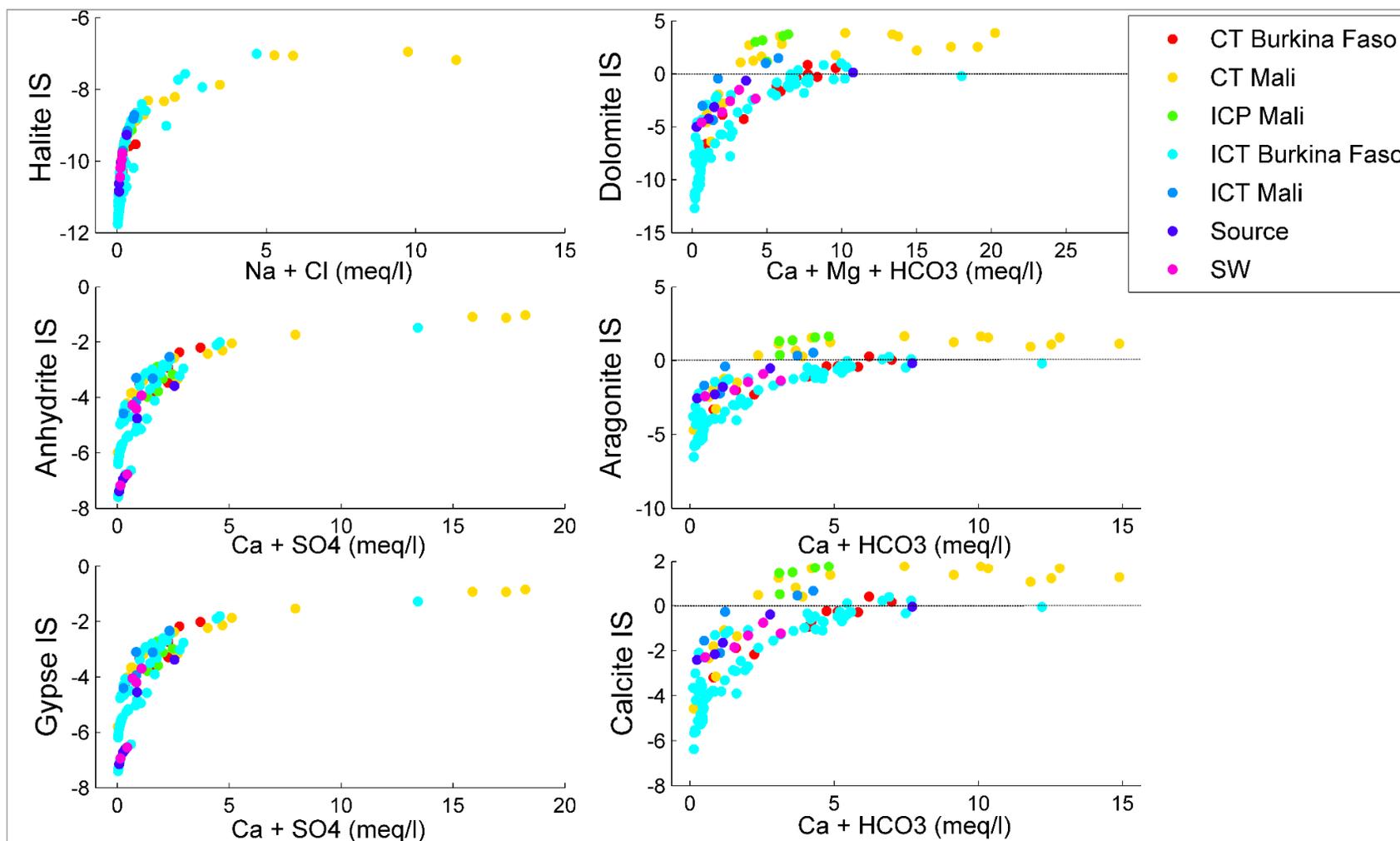


Figure IV- 8: Relation IS du Halite vs. Na + Cl, IS de Anhydrite vs. Ca + SO<sub>4</sub>, IS du Gypse vs. Ca + SO<sub>4</sub>, IS du Dolomite vs. Ca + HCO<sub>3</sub> + Mg, IS de l'Aragonite vs. Ca+HCO<sub>3</sub> and IS du Calcite vs. Ca + HCO<sub>3</sub>

Pour davantage préciser l'origine probable de chaque élément majeur participant à la minéralisation de l'eau, quelques diagrammes des relations entre les éléments majeurs sont présentés (Figure IV-9). L'absence de corrélation entre Na et Cl ( $R^2 = 0,15$ ) confirme la conclusion tirée avec l'analyse des indices de saturation (IS) pour ce qui concerne l'halite: la dissolution de l'halite est un processus négligeable dans l'acquisition ionique dans le contexte de la zone d'étude. En outre, l'excès de Na sur Cl trouvé avec la figure IV-9 (e), indique qu'ils n'ont pas la même provenance. En effet, comme le montre la Figure IV-10, l'excès des ions Na provient d'une réaction d'échange cationique conduisant à une adsorption des ions Ca par les minéraux argileux et à une libération simultanée d'ions Na. Cette conclusion est en accord avec les études précédentes qui indiquent la possibilité d'échanges cationiques avec les bases argileuses dans la zone d'étude (Huneau et al. 2011).

Quelques échantillons présentent cependant une teneur en Na plus faible que la teneur en Cl suggérant un second type d'échange ionique avec une libération Ca contre une adsorption de Na. Mais ce processus semble tout à fait négligeable (Figure IV.10).

La corrélation positive des ions Cl avec les nitrates ( $\text{NO}_3$ ), ( $R^2 = 0,79$ ) pourrait expliquer une origine anthropique des Chlorures. Cette hypothèse est également valable pour le potassium (K) qui présente une bonne corrélation positive avec  $\text{NO}_3$  ( $R^2 = 0,81$ ) (Figure IV-9 (g) et (h)). En effet, la zone d'étude est réputée agricole et l'utilisation des engrais tels que l'urée (N) et le NPK est bien connu. Cela permet de justifier l'évolution du faciès à chlorure identifiée plus haut.

La Figure IV-9(a) mettant en relation Ca et  $\text{SO}_4$  montre une corrélation moyenne entre ces deux ions ( $R^2=0,51$ ). Cependant la plus part des échantillons d'eaux s'écartent de la ligne 1:1 et présentent une bonne proximité avec l'axe des ions Ca. Ce qui signifie une prédominance des ions Ca vis-à-vis des ions  $\text{SO}_4$ . Cette situation est observable dans 100% des échantillons de **l'ICT au Burkina Faso** et **au Mali**, 100% des échantillons du **CT au Burkina Faso** et 75% des échantillons du **CT au Mali**. Ce qui indique que la dissolution des minéraux évaporitiques (gypse et anhydrite) est un processus évidemment secondaire et que d'autres réactions ont eu lieu et ont contribué à la production significative d'ions Ca dans les différents aquifères. En outre étant donné que les échanges de base ne produisent pas significativement de Ca (mais plutôt des ions Na), on peut conclure que le processus dominant d'acquisition des ions Ca est bien la dissolution des minéraux carbonatés (dolomite, calcite, aragonite). Cela est en parfaite concordance avec la prédominance du faciès bicarbonaté calcique et magnésienne (Ca-Mg-

HCO<sub>3</sub>) dans la zone d'étude, notamment dans la partie Infra Cambrien du Burkina Faso et du Mali. D'autres éléments tels que (i) la corrélation positive acceptable entre Ca et Mg ( $R^2 = 0,54$ ), Mg et HCO<sub>3</sub> ( $R^2 = 0,74$ ), Ca + Mg et HCO<sub>3</sub> ( $R^2 = 0,64$ ) (Figures IV-9 (b), (c) et (d)), (ii) le rapport molaire (Ca+Mg)/HCO<sub>3</sub> proche de 1 (Figure IV-9 (d)) traduisent une origine commune des minéraux Ca, Mg et HCO<sub>3</sub> qui est la dissolution des minéraux carbonatés (essentiellement la dolomite CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>).

Au sein du **CT et de l'ICP du Mali**, le processus de minéralisation est assez différent, la dissolution des minéraux carbonatés est moins importante au détriment des échanges de cations avec les minéraux argileux précisés plus haut. En outre des échantillons du CT Mali présentent un excès de SO<sub>4</sub> vis-à-vis de Ca. Cet excès de SO<sub>4</sub> serait en lien avec la dissolution des minéraux évaporitiques (gypse et anhydrite) dans cette partie de la zone d'étude.

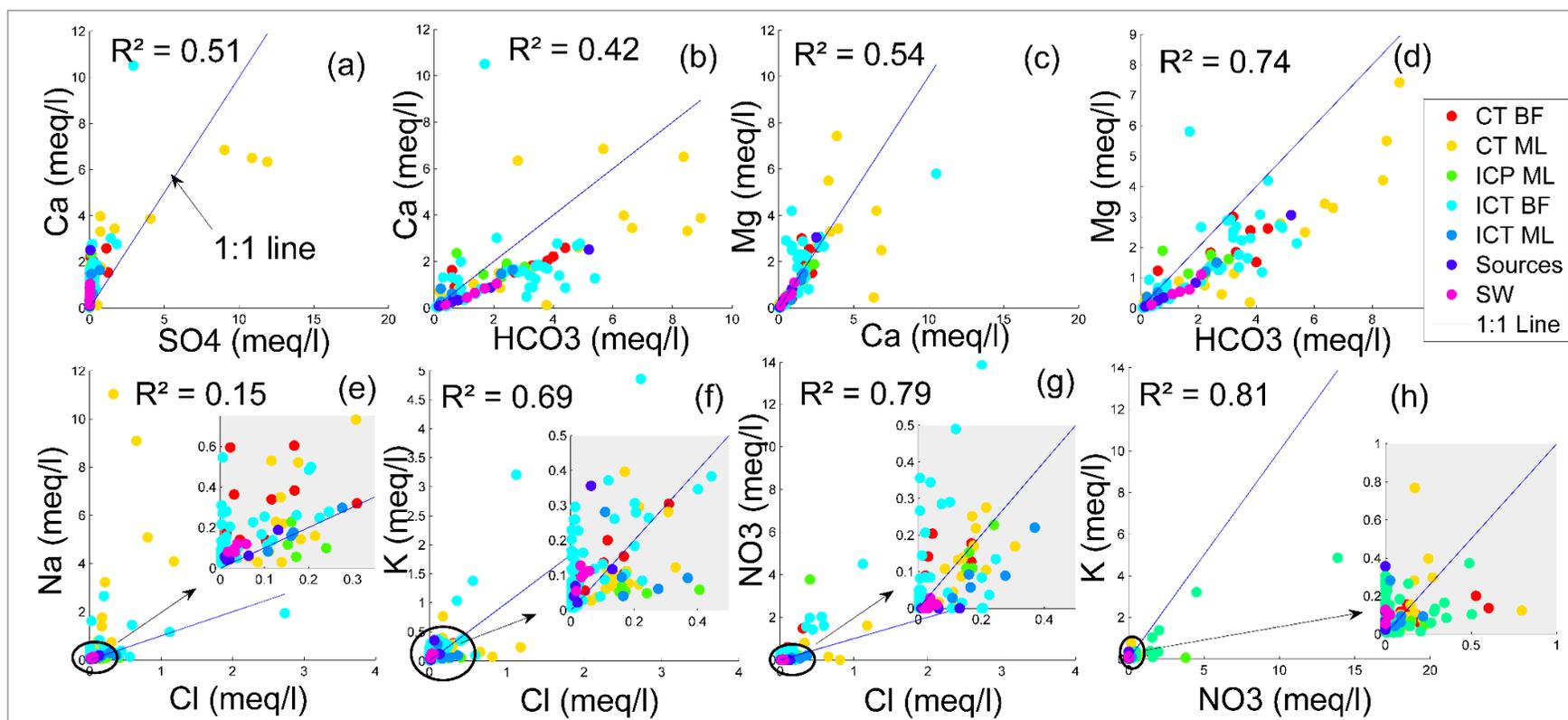


Figure IV- 9 : Illustration de l'existence éventuelle de corrélation entre éléments majeurs issus de l'analyse des échantillons d'eau: (a) Ca vs SO4, (b) Ca vs HCO3, (c) Mg vs. Ca, Mg vs. HCO3, Na vs. Cl, K vs. Cl, NO3 vs. Cl, K vs. NO3

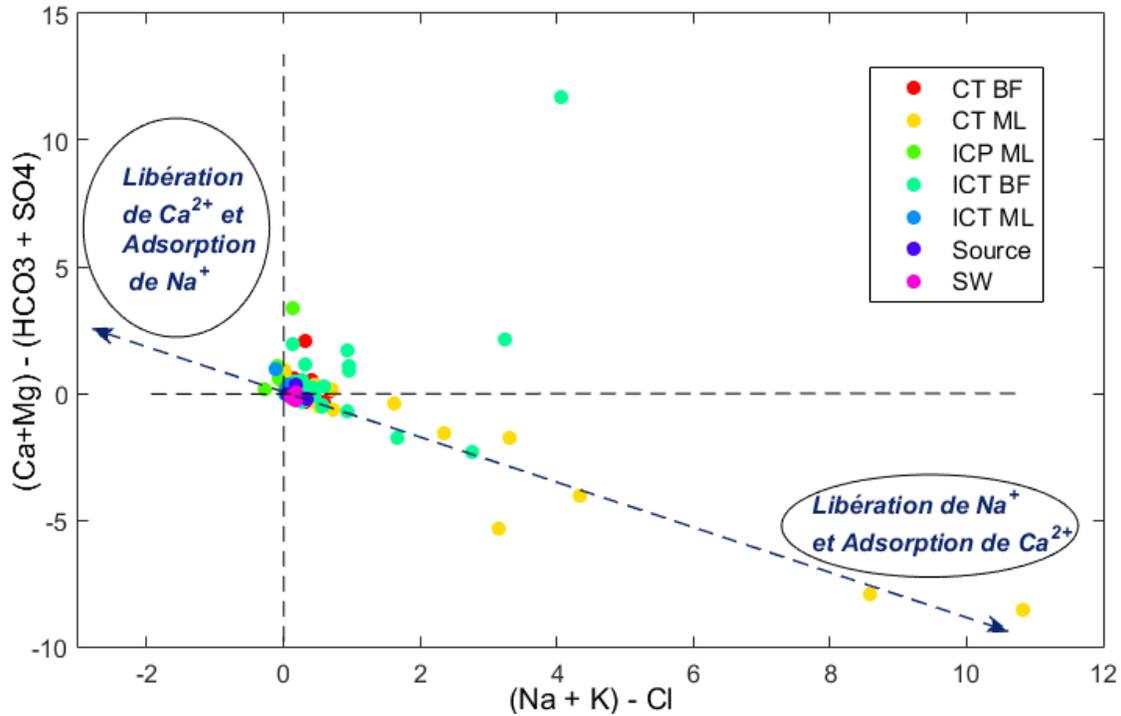


Figure IV- 10 : [(Ca + Mg) - (SO4 + HCO3)] vs. [(Na + K) -Cl] digramme mettant en évidence des échanges cationiques

### IV.3.5. Étude isotopique

#### IV.3.5.1. Composition isotopique des précipitations

Au niveau régional (Burkina Faso, Mali et Niger), la saison des pluies concerne environ cinq ou six mois (en général de mai ou juin à octobre). On constate que les échantillons de précipitations de mai, juin et octobre (précipitations du début et de la fin de la saison des pluies) sont généralement plus riches en  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  que ceux de juillet, août et septembre (Figure IV-11). En outre, avec les échantillons de mai, juin et octobre, on observe en général un excès de deutérium ( $d$ ) suffisamment faible (beaucoup de valeurs en dessous de 6 ‰) en comparaison avec de la DMM. En effet, dans le contexte climatique sahélien de l'Afrique de l'Ouest, au début et à la fin de la saison des pluies, on observe des faibles précipitations, des températures élevées et une faible humidité relative provoquant un enrichissement isotopique par évaporation (Taupin et al. 1997). L'évaporation est bien perceptible avec la Figure IV-12 (a). Les pluies sahéliennes dépendent en effet de la position du Front Intertropical (FIT) et environ 80% des précipitations annuelles sont dues aux systèmes convectifs (Taupin et al. 2002). Gourcy et al. (2000) ont remarqué aussi que pendant les années humides, la composition isotopique moyenne des précipitations locales est plus négative, car une température basse et

une humidité relative élevée peuvent réduire l'effet d'évaporation. En outre, l'effet de masse qui correspond à un appauvrissement en isotopes lourds lié à l'augmentation de la quantité de pluie tombée (Taupin et al. 1997, 2000; Celle 2000) est aussi mis en évidence (Figure IV-12(b)).

Dans la présente étude, un total de 348 échantillons de précipitations ont été analysés pour discuter de la signature isotopique des précipitations régionales. Après une investigation des données, les échantillons évaporés de façon significative ont été retirés (environ 44% des échantillons). En définitive, 195 échantillons ont été considérés. Les teneurs en isotopes stables des eaux de pluie se présentent comme suit :

- (i) La teneur en deutérium ( $\delta^2\text{H}$ ) est comprise entre  $-77,5\text{‰}$  et  $10,1\text{‰}$ . La valeur moyenne mensuelle (pondérée par la pluie) était de  $-29,41 \pm 1,31$ .
- (ii) Le signal de l'oxygène 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) est compris entre  $-10,1\text{‰}$  et  $0,01\text{‰}$ , avec une valeur moyenne mensuelle (pondérée par la pluie) de  $-5,01 \pm 0,16$ . En moyenne l'excès de deutérium (d) pour les échantillons ne présentant pas une évaporation significative est de  $10,64 \pm 0,18$ .

Les valeurs trouvées ci-dessus sont en concordance avec d'autres études menées dans la zone sahélienne au Niger (Taupin et al. 1997, 2000, 2002) qui donnent respectivement  $-4,2$  et  $-23,5$  pour  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ . La représentation de  $\delta^2\text{H}$  en fonction  $\delta^{18}\text{O}$  (Figure IV-13) pour les échantillons non évaporés donne la relation suivante  $\delta^2\text{H} = 7,9 (\pm 0,17) \delta^{18}\text{O} + 10,21 (\pm 0,81)$ . Cette relation très proche de la DMM peut être considérée comme la Droite Météorique Régionale (DMR) dans notre contexte climatique. Elle est assez proche d'autres droites météoriques établies dans le contexte climatique mais avec des données issues d'une seule station :

- Station Barogo (Mathieu 1993):  $\delta^2\text{H} = 7,7 (\pm 0,3) \delta^{18}\text{O} + 7,8 (\pm 4,0)$
- Bobo Dioulasso, période 1997-1998, (Huneau et al. 2011) :  $\delta^2\text{H} = 8,0 (\pm 0,5) \delta^{18}\text{O} + 10,2 (\pm 2,1)$
- Bamako, période 1991-1998, (Gourcy et al. 2000):  $\delta^2\text{H} = 8,1 (\pm 0,2) \delta^{18}\text{O} + 11,9 (\pm 2,1)$

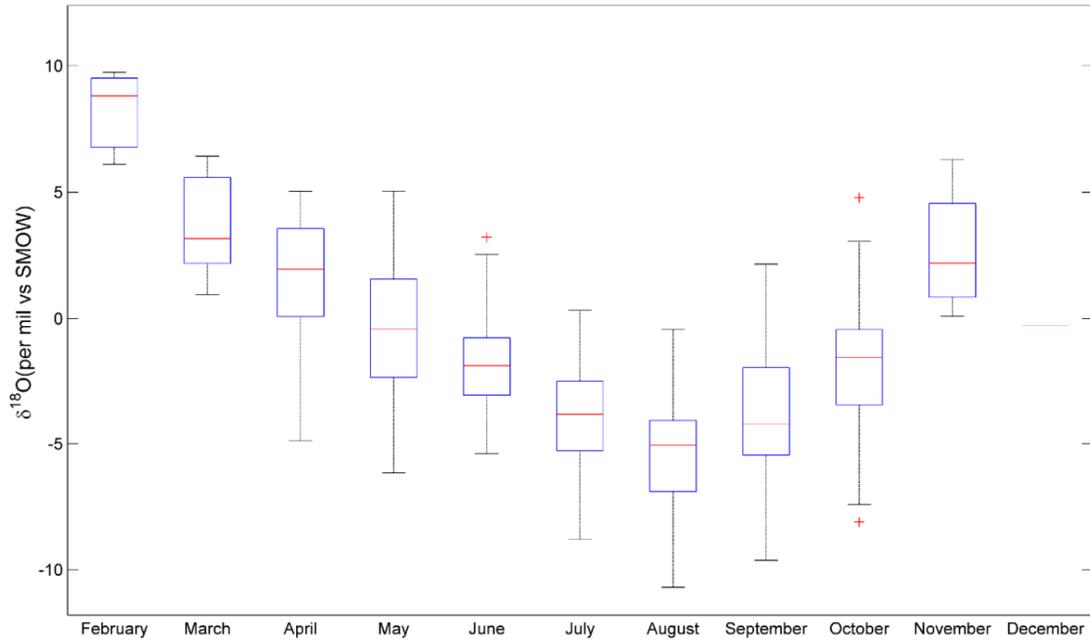


Figure IV- 11 : boxplots présentant les teneurs moyennes mensuelles en oxygène 18

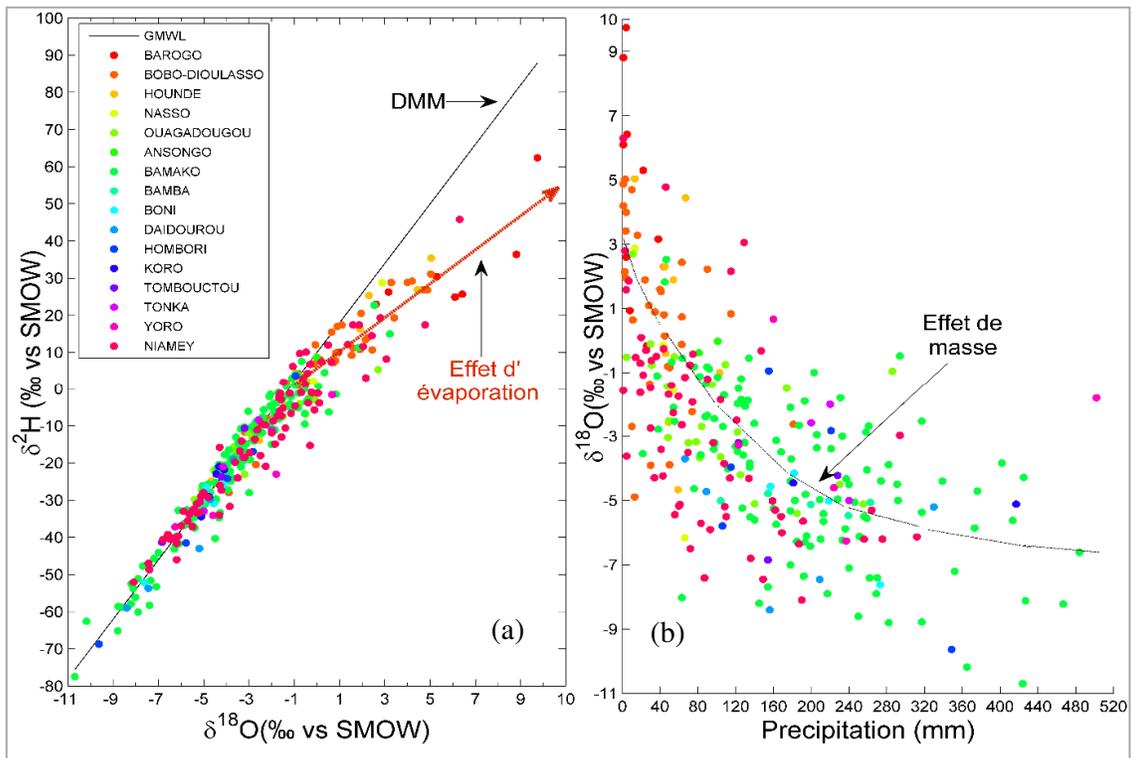


Figure IV- 12 : Mise en évidence de l'effet d'évaporation et de l'effet de masse : (a) relation entre  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  pour les eaux de pluies au niveau régional, (b) relation entre quantités de pluies et  $\delta^{18}\text{O}$  au niveau régional.

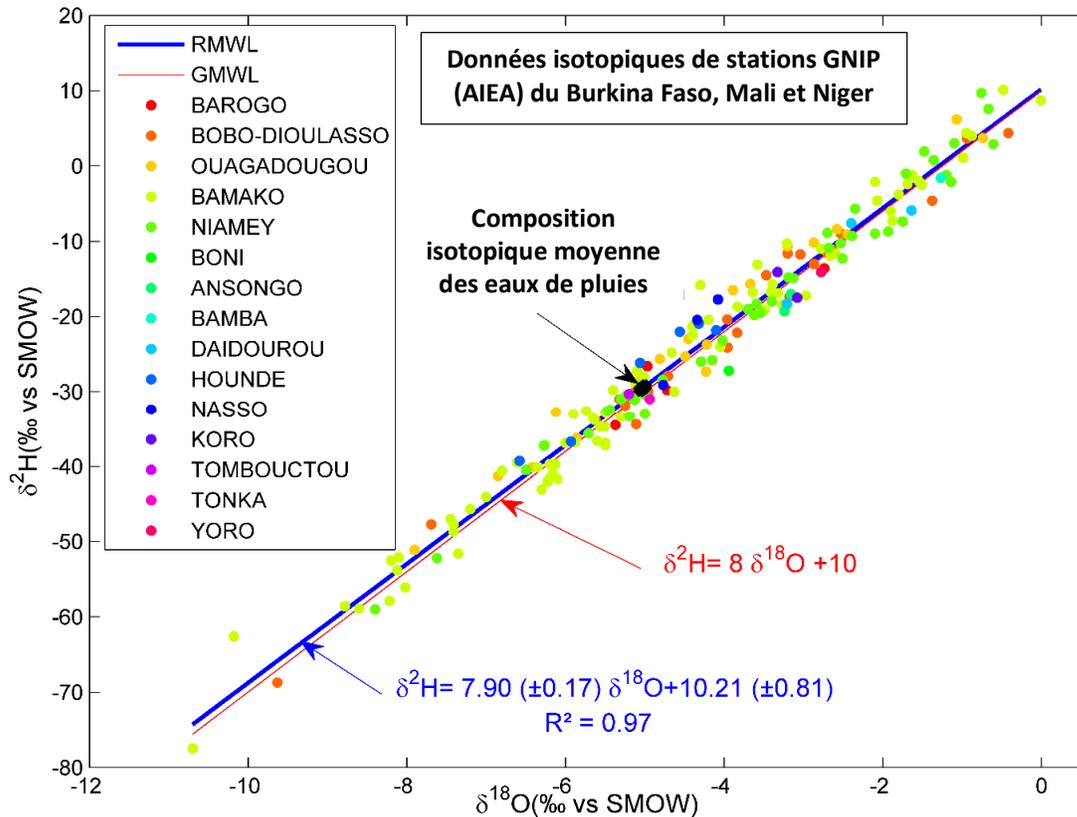


Figure IV- 13 : Tracé de la Droite Météorologique Régionale (DMR) à partir des échantillons non évaporés

#### IV.3.5.2. Composition isotopique des eaux de surface

Aux stations hydrométriques de Samendeni et de Nwokuy sur le Mouhoun supérieur au Burkina Faso, les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  sont respectivement de -2,79 et -2,49 et les valeurs de  $\delta^2\text{H}$  sont respectivement de -20,56 et -22,78. Sur la rivière Sourou, les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sont respectivement 2,91 et 6,49 correspondant à une eau plus enrichie que l'eau de la rivière Mouhoun. Comme le montre la Figure IV-15 (b), cet enrichissement isotopique constaté dans le Sourou (CT) est lié à l'évaporation. Les données des réservoirs de Lery et de Tourny sont respectivement -3,78 et 1,34 ‰ pour  $\delta^{18}\text{O}$  et respectivement -23,15 et -0,81 pour  $\delta^2\text{H}$ . Il a été constaté que les eaux des réservoirs et les eaux des rivières sont globalement plus enrichies que les eaux de pluie ( $-5,01 \pm 0,16 / -29,41 \pm 1,31$  ‰ pour  $\delta^{18}\text{O} / \delta^2\text{H}$ ) en raison de l'effet d'évaporation (Figure IV-15 (b)). En fait, les eaux de surface sont soumises à une évaporation importante dans le contexte Ouest africain (Taupin et al. 1997). Les échantillons d'eaux de rivière et des réservoirs s'alignent suivant une droite de pente 4,54 et la relation entre le deutérium et l'oxygène 18 de ces échantillons est :  $\delta^2\text{H} = 4,54 \delta^{18}\text{O} - 6,89$  ( $r^2 = 0,97$ ) (Figure IV-15 (b)). C'est une droite d'évaporation. L'intersection de la droite d'évaporation et de la

DMR donne la composition isotopique initiale de l'eau avant évaporation. Cette intersection donne le signal isotopique suivant ( $-5,08 \pm 0,21$  /  $-29,97 \pm 0,96$  pour  $\delta^{18}\text{O}$  /  $\delta^2\text{H}$ ) qui est très proche du signal moyen des eaux de pluies ( $-5,01 \pm 0,16$  /  $-29,41 \pm 1,31$  pour  $\delta^{18}\text{O}$  /  $\delta^2\text{H}$ ).

#### *IV.3.5.3. Composition isotopique des eaux souterraines*

Les teneurs en isotopes stables des échantillons représentant l'aquifère Infra cambrien Tabulaire (ICT) (au Burkina Faso et au Mali) varient entre  $-6,48$  ‰ et  $-2,66$  ‰, avec une moyenne de  $-4,89$  ‰  $\pm 0,06$  ‰ pour l'oxygène 18 et entre  $-41,47$  ‰ et  $-18,55$  ‰, avec une moyenne de  $-30,82$  ‰  $\pm 0,4$  ‰ pour le deutérium (Figure IV-14). Les sources d'eau sont situées dans la partie ICT du Burkina Faso et leur composition isotopique varie entre  $-5,34$  et  $-3,72$  avec une moyenne de  $-4,39 \pm 0,30$  pour l'oxygène 18 et entre  $-31,46$  et  $-25,25$  avec une moyenne de  $-28,61 \pm 1,23$  pour le deutérium (Figure IV-14). La composition isotopique des eaux du Continental Terminal (CT) au Burkina Faso et au Mali est comprise entre  $-6,03$  à  $-0,79$  avec une moyenne de  $-4,09 \pm 0,24$  pour l'oxygène 18, et de  $-39,43$  à  $-14,08$  avec une moyenne de  $-28,88 \pm 1,24$  pour le deutérium. Les figures IV-15 (a) et (b) montrent que de nombreux échantillons d'eaux souterraines (provenant de forages et de sources) se trouvent sur ou à proximité de la DMR et de la DMM (les deux étant proches). Ces eaux sont rechargées par des eaux de pluie s'étant infiltrées rapidement sans que l'évaporation n'ait le temps de significativement modifier leur composition isotopique. Cependant, certains échantillons du CT se situent bien en dessous de la DMR (avec une pente de 4,63) et montrent une composition isotopique enrichie. Ces valeurs enrichies pourraient être liées à la recharge des eaux de surface évaporées provenant des lacs naturels situés dans les zones endoréiques du CT. En outre, les forages les moins profonds étant identifiés dans le CT (surtout dans la partie malienne), l'hypothèse d'une ré-évaporation des eaux rechargées n'est pas à exclure. Certains auteurs comme Koussoube (2010) pensent d'ailleurs que la dépression piézométrique dans le Gondo (Sourou) est en lien avec l'évaporation des eaux souterraines. La modélisation hydrologique implémentée dans la présente étude au chapitre VI, n'exclut pas non plus une possibilité d'évaporation des eaux souterraines.

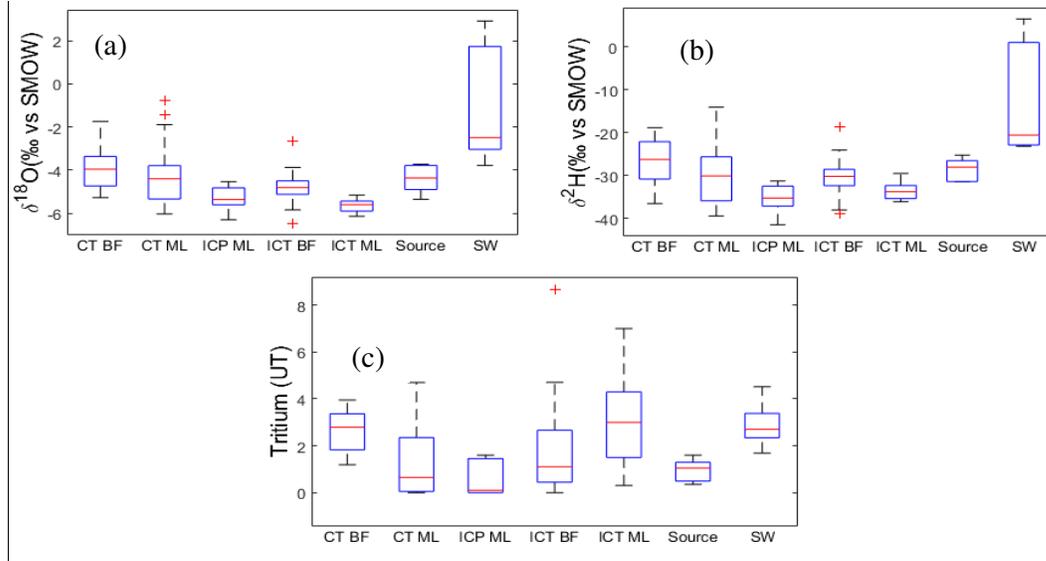


Figure IV- 14: Boîtes à moustaches montrant les teneurs isotopiques des eaux de surface et souterraines de l'IC et du CT (CT BF/ML = Continental Terminal du Burkina Faso/Mali; ICP ML=Infra Cambrien Plissé Mali; ICT BF/ML = Infra Cambrien Tabulaire Burkina Faso/Mali, SW=Eau de surface)

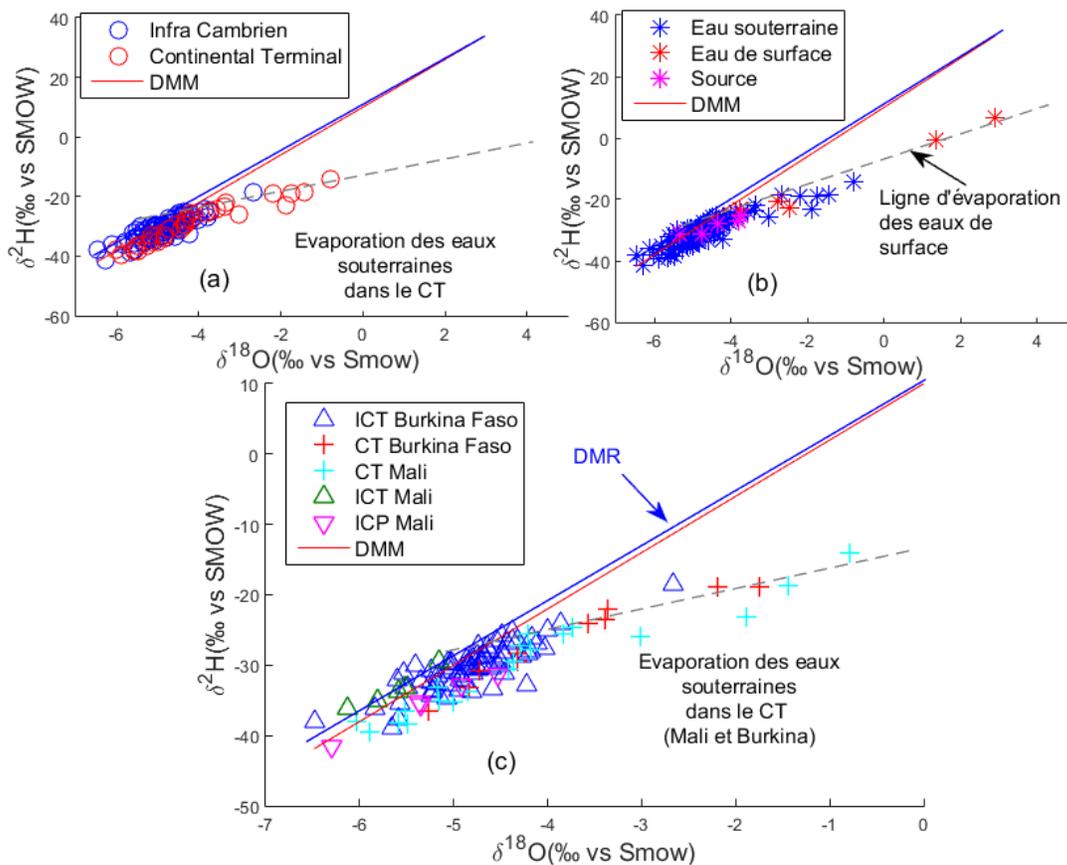


Figure IV- 15 : Représentation de la relation entre  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  pour les eaux de surface et souterraines: Identification de recharge actuelle et de l'évaporation

*IV.3.5.4. Relation  $\delta^{18}\text{O}$  et conductivité électrique (CE)*

La Figure IV-16, de la relation entre la conductivité électrique (CE) et  $\delta^{18}\text{O}$ , met en évidence la complexité des processus qui gouvernent l'acquisition de la charge minérale dans la zone d'étude. Les eaux de l'aquifère sédimentaire peuvent être subdivisées en plusieurs groupes :

- Un premier groupe (G1) composé d'un grand nombre d'échantillons de l'Infra Cambrien et quelques échantillons du CT (Burkinabè et Malien) dont la teneur en  $\delta^{18}\text{O}$  varie relativement peu (autour de -5‰) avec une charge minérale qui évolue remarquablement entre 0 ( $\mu\text{s/cm}$ ) et 700 ( $\mu\text{s/cm}$ ). Ce résultat soutient le processus d'acquisition ionique par le double jeu de la dissolution/précipitation des minéraux carbonatés et la dissolution des évaporites mise en évidence avec l'interprétation des indices de saturations. La teneur en  $\delta^{18}\text{O}$  de ces eaux laisse supposer aussi qu'il s'agit d'un groupe constitué d'eaux rechargées par les précipitations actuelles.
  
- On note un deuxième groupe (G2) composé essentiellement des eaux du CT, présentant une gamme variée des teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  (-4‰ à 0‰) et réparties autour d'une droite de même pente que celle de la droite d'évaporation mise en évidence avec la figure IV-15 (c), environ 4.63. Il s'agit des eaux de forages superficielles et des eaux rechargées à partir des lacs endoréiques du CT. Elles ont subi une évaporation qui intensifie leur charge minérale.
  
- Un troisième groupe (G3) est constitué uniquement des eaux prélevées dans le CT malien (dans les villages de Diallassagou, Thiondougou et Souhe). Il s'agit d'échantillons relativement appauvris  $\delta^{18}\text{O}$  (-6‰ à -3‰) avec de très fortes CE (1700  $\mu\text{s/cm}$  à plus de 2500  $\mu\text{s/cm}$ ). Celui de Diallassagou ne possède pas de Tritium et de plus la teneur en Nitrates est assez faible. Si on exclut une erreur d'échantillonnage cet échantillon capterait une nappe fossile et sa minéralisation se justifie par le contact de l'eau avec son environnement (une datation au  $^{35}\text{Cl}$  ou au  $^{14}\text{C}$  devra permettre de préciser cette hypothèse). Par contre les échantillons de Thiondougou et de Souhe présentent des teneurs relativement élevées en nitrates respectivement de 49.4 et 100 mg/l. Il s'agit certainement des eaux polluées.

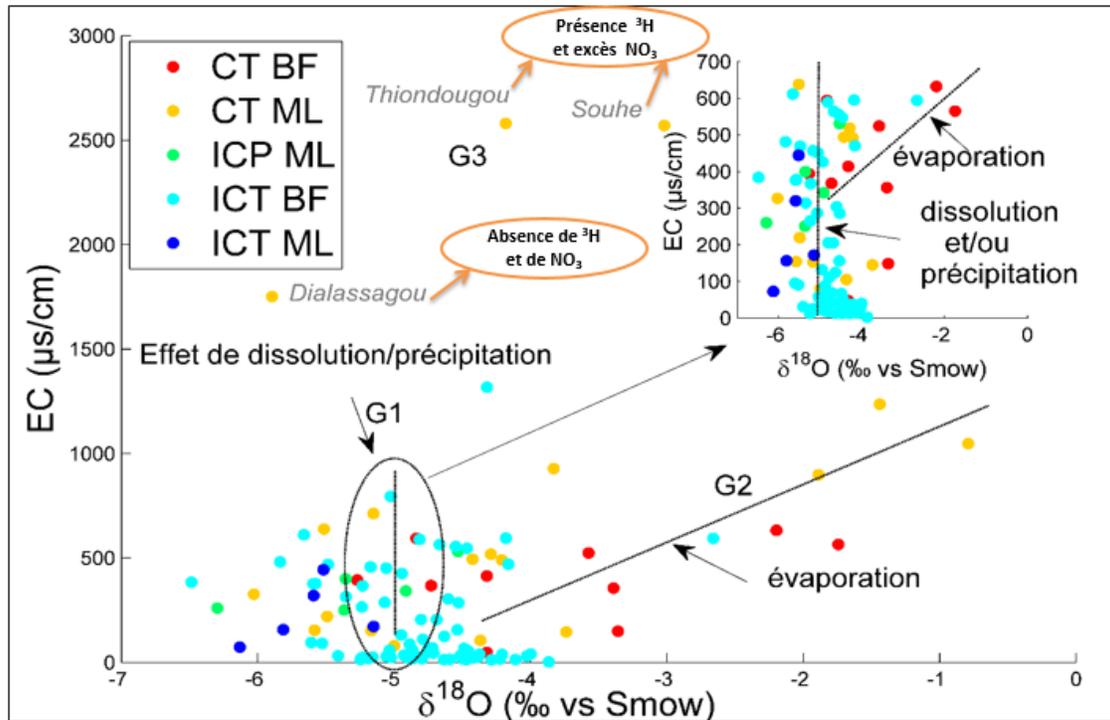


Figure IV- 16 : Relation entre  $\delta^{18}\text{O}$  et EC ( $\mu\text{s/cm}$ ) dans les eaux souterraines: mise en évidence de processus de minéralisation

#### IV.3.5.5. Discrimination des aquifères IC et CT

Une analyse de la variance (ANOVA) dont les résultats sont présentés à la Figure IV-17 a permis de discriminer les aquifères IC et CT (au seuil de signification de 5%) sur la base des teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  (Figure IV-17). Mais avec les valeurs de deutérium, l'ANOVA ne détecte pas une différence significative entre IC et CT. La différence significative mise en évidence pourrait avoir un lien avec l'évaporation des eaux qui est plus importante dans le CT que dans l'IC (Figure IV-15 et IV-16). Quant à la similarité des teneurs en deutérium dans les deux compartiments de la zone d'étude, elle soutient l'hypothèse d'une nappe aquifère unique multicouche sur toute la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudéni précisé par Dakoure (2003); Huneau et al. (2011).

En outre, nous avons noté que le signal isotopique moyen des eaux des sources était similaire à celui des eaux des forages. Cela soutient l'hypothèse d'une continuité hydraulique verticale non négligeable jusqu'à de très grandes profondeurs.

Quant à la différence significative des teneurs en isotopes stables des eaux en surface et des eaux souterraines, elle est essentiellement liée à l'évaporation. En effet, comme nous l'avons déjà souligné plus haut les eaux de surface sont suffisamment évaporées. Par contre

leur signal isotopique avant évaporation est dans la même gamme que celui des eaux souterraines. Ce qui soutient la forte interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Cette forte interaction est en lien avec les nombreuses sources d'eau qui existent dans la partie Infra Cambrien et les nombreux lacs endoréiques dans le continental terminal.

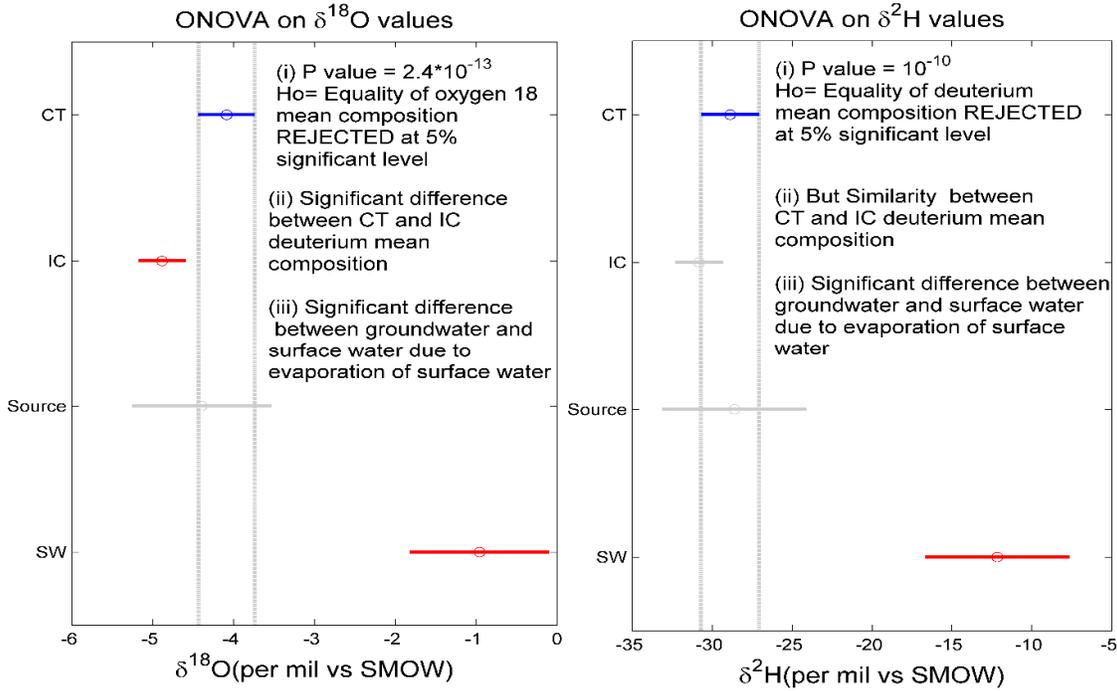


Figure IV- 17 : Comparaison des teneurs isotopiques moyennes des eaux du Continental Terminal et de l'Infra Cambrien

#### IV.3.5.6. Composition isotopique du tritium des eaux de surface et des eaux souterraines

Les activités relatives au tritium ( $^3\text{H}$ ) ont permis de se faire une idée du temps de séjour des eaux souterraines et d'identifier les zones de recharge. Selon Fontes (1976) en général, en Afrique de l'Ouest une eau ayant une teneur en  $^3\text{H}$  inférieure à 1 UT est considérée comme ayant un âge antérieur à 1952, date qui représente le pic de la libération artificielle de tritium. À contrario, une concentration en  $^3\text{H}$  supérieure à la limite de détection (1UT) indique une recharge post nucléaire. Les eaux de surfaces ont des teneurs en tritium variables entre 1.69 et 4.52 UT (Figure IV-14 et IV-18(a)) très proches des teneurs en tritium recueillies dans les eaux de pluies en 2015 au Mali (stations de Bamako, Koutiala, Mopti et Bankass) qui se situent dans la plage 2.9 à 4.8 UT. Quant aux eaux souterraines le diagramme mettant en relation les teneurs en  $^3\text{H}$  et les teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  (Figure IV-18 (a) et (b)) nous permet de faire le constat

suivant : sur chacun des aquifères considérés on trouve à la fois des eaux qui ont une concentration en  $^3\text{H}$  supérieur à 1 UT, mais aussi des teneurs plus basses (l'ensemble des mesures varient entre 0 et 8.68 UT). Le même constat a été remarqué avec les sources d'eau. Cela soutient à la fois l'importance mais aussi la complexité qui existe dans les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Autrement dit, les processus de la recharge des nappes ou de leurs décharges à travers les cours d'eau ou les sources d'eau, seraient dépendant de plusieurs facteurs : la topographie, la géologie, la tectonique, les sols, l'occupation des terres etc. Ce qui rend sans doute assez difficile non seulement la discrimination des aquifères mais aussi l'identification des zones de recharges.

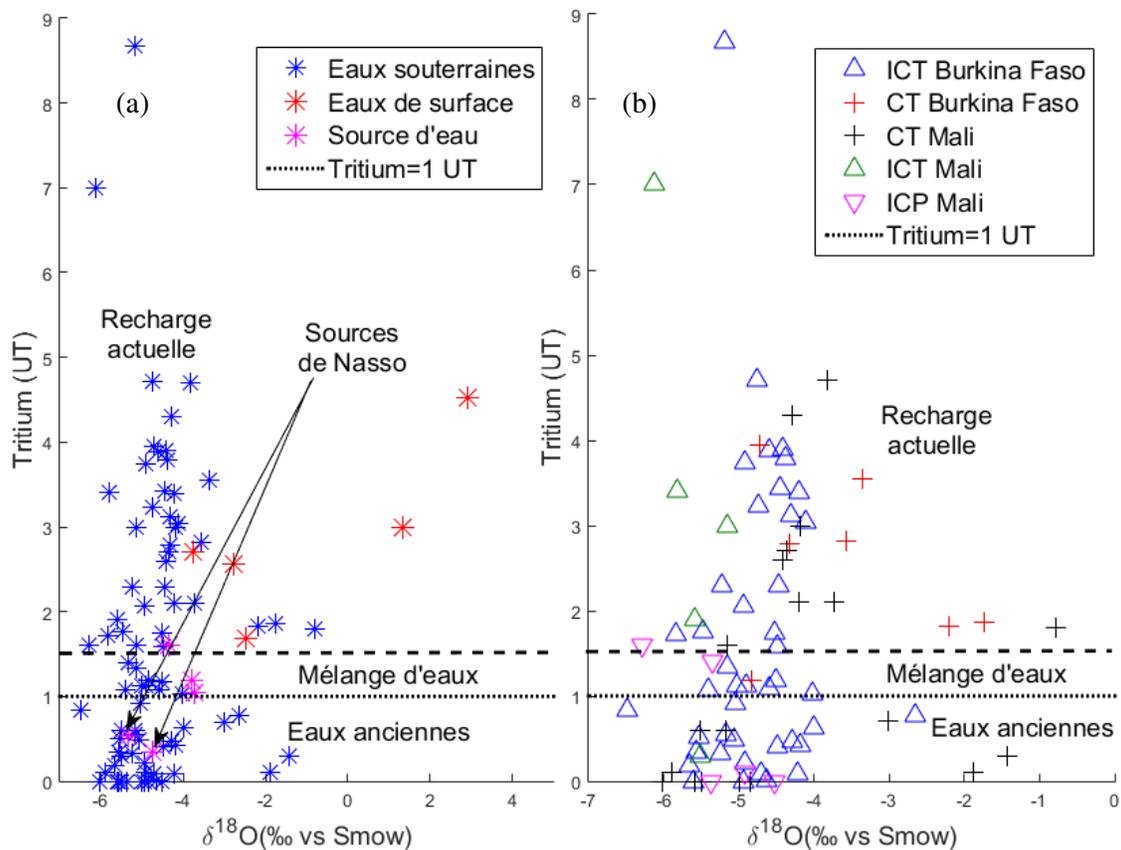


Figure IV- 18: Tritium ( $\delta^3\text{H}$ ) vs. Oxygène 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) : Identification des zones de recharge

### IV.3.6. Interactions eaux de surface-eaux souterraines

Un grand nombre d'échantillons d'eaux souterraines présente des teneurs supérieures à 1 UT, suggérant l'hypothèse suivante : la recharge actuelle des nappes captées n'est pas négligeable. C'est d'ailleurs ce que soutient non seulement l'exploitation des isotopes stables avec un

regroupement de plusieurs échantillons autour la DMM et de la DMR mais aussi la carte de la CE. Cette hypothèse semble contredire l'une des hypothèses des études précédentes à savoir que « la majorité des eaux stockées dans le réservoir sédimentaire, sont des eaux anciennes » et que « la géochimie donne l'impression d'eaux anciennes qui ne se renouvellent pas » (Dakoure 2003; Huneau et al. 2011). Par contre, on pourrait considérer qu'elles sont beaucoup plus complémentaires que contradictoires. En effet Dakoure (2003) et Huneau et al. (2011) ont exploité des données hydrochimiques et isotopiques collectées avant l'année 2003. L'exploitation des nouvelles données (2013 à 2016) semble donc mettre en évidence soit (1) une recharge actuelle plus importante avec les changements d'occupation des terres (donc une inversion des tendances vis-à-vis de la recharge), soit (2) elle indique tout simplement que l'accumulation des eaux rechargées depuis le pic du tritium (1952) occupe maintenant une proportion importante dans l'aquifère sédimentaire, de sorte que le tritium qui n'était pas détectable avec les échantillons de 2003, soit maintenant détectable. La première hypothèse (1) ne nous semble pas pertinente. Nous avons déjà constaté avec le chapitre précédent que l'écoulement souterrain présente une évolution significative à la baisse. Ce qui serait contradictoire avec une augmentation significative de la recharge sur un aquifère aussi grand que la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni. L'hypothèse (2) nous semble donc plus plausible. L'information supplémentaire qu'elle véhicule est que globalement les eaux de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudéni se renouvellent même si le temps de renouvellement paraît tout à fait relativement important.

Quant à l'existence d'échantillons (Figure IV-18) avec des teneurs en deçà de 1 UT surtout dans la zone de Nasso à proximité de Bobo Dioulasso et dans la partie Nord-Est de la zone d'étude dans le Continental Terminal, nous pouvons émettre trois hypothèses. Une hypothèse (3) qui soutient *l'existence de nappes fossiles locales*. Une autre hypothèse (4) qui préconise *une remontée d'eaux anciennes provenant d'une nappe de très grande profondeur complètement séparée de la nappe libre à l'échelle de la zone d'étude et dont les eaux remontent par endroit à travers la porosité secondaire*. Une dernière hypothèse (5) qui soutient *un écoulement souterrain dont la dynamique obéit au modèle de Toth* (Tóth 1963) tel que décrite par la Figure IV-19.

L'hypothèse (3) est en concordance avec les nombreuses études hydrogéologiques dans la zone d'étude (Dakoure 2003; Derouane 2008; Huneau et al. 2011) qui soutiennent que la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni peut être considérée comme un aquifère unique mais avec des hétérogénéités locales qui correspondent souvent à des nappes captives

justifiant l'artésianisme de certains forages. Elle n'exclut pas non plus le fait que nous ayons trouvé que globalement les eaux de l'aquifère sédimentaire de la bordure Sud-Est de Taoudeni se renouvellent. Nous ne disposons donc pas d'éléments convaincants pour remettre en cause cette hypothèse.

Quant à l'hypothèse (4), elle n'est pas encore précisée à l'échelle de la zone d'étude. Cependant, l'extension verticale de l'aquifère sédimentaire libre n'étant certainement pas infinie, cette hypothèse pourrait être considérée comme probable. Néanmoins, la géochimie nous indique l'existence d'un seul faciès hydrochimique dominant qui inclut à la fois les eaux tritiées et les eaux non tritiées (le faciès bicarbonaté calcique et magnésien). Cela limite les chances de l'existence d'une nappe souterraine complètement déconnectée de la nappe globalement libre et dont les eaux sont captées par certains des forages AEP.

L'hypothèse (5) n'a jamais été démontrée dans la zone d'étude. Néanmoins, (Derouane 2008) pense qu'elle n'est pas à exclure. L'ensemble des investigations précédentes ainsi que les données géochimiques et isotopiques à notre disposition nous permettent actuellement de tenter une vérification de cette hypothèse, c'est-à-dire un écoulement souterrain dont la dynamique obéit au modèle de Toth (Tóth 1963) décrit par la Figure IV-19. Dans ce modèle on rencontre trois systèmes d'écoulements. Dans notre cas précis, les trois systèmes peuvent être décrits de la façon suivante : (i) Un système local d'écoulement souterrain qui concerne essentiellement les zones en hauteur (altitude supérieure à 360 m), où les forages et les sources d'eau présentent des eaux tritiées. Il s'agit des zones qui favorisent la recharge. Une partie des eaux rechargées est ensuite drainée en surface dans les vallées comme l'indique le modèle de Toth (donnant lieux par moment aux sources de pente). (ii) Un système régional d'écoulements souterrains qui assure la connexion entre les eaux de la zone de Nasso (eaux non tritiées) depuis la partie Sud de la zone d'étude (dans l'ICT) et les eaux non tritiées du CT. Le système régional tel que décrit est en parfaite concordance avec le sens de l'écoulement souterrain (Globalement Sud-Nord) mise en évidence par la piézométrie avec l'étude de Derouane (Derouane 2008). Ce système suffisamment déconnecté du système local contient globalement des eaux rechargées depuis de très longues dates. D'où l'absence de tritium dans le système régional. D'autres facteurs tels que la porosité secondaire importante constatée dans la zone de Nasso, serait à l'origine de la remontée des eaux du système régional, donnant lieu aux sources à gros débits de Nasso. En outre avec l'hypothèse d'un écoulement de Toth, l'existence de forages artésiens non tritiés de plus de 100 m de profondeur précisés par Dakoure (2003) semble se justifier par le fait que ces forages captent des eaux du système régional qui est plus ou moins sous pressions

compte tenu du contexte géologique propre à la zone d'étude (présence de grès consolidés et de faible porosité). (iii) Entre les deux systèmes d'écoulements souterrains, il y a le système intermédiaire avec des eaux rechargées après 1952. Ces eaux sont naturellement plus anciennes que celles du système local. Ce qui justifie les teneurs en tritium au-dessus de 1 UT mais en dessous des teneurs actuelles des eaux des pluies actuelles (teneurs en deçà de 2 UT). Nous pouvons donc conclure que l'utilisation combinée des cartes piézométriques, de la géochimie, de l'isotopie, de la géologie et de la topographie permet donc de soutenir l'hypothèse (5), à savoir un écoulement souterrain basé sur le modèle de Toth.

#### ***IV.3.7. Cartographie des zones potentielles de recharge à partir du tritium***

La spatialisation des teneurs en tritium (Figure IV-20) autorise la discrimination de trois pôles qui sont cohérents avec les investigations précédentes: (i) des zones où semblent se concentrer essentiellement des eaux anciennes (sans tritium), (ii) des zones où les forages captent globalement des eaux dont les teneurs en tritium sont similaires à celles des eaux de pluies et enfin (iii) des zones présentant des eaux dont les teneurs en tritium sont intermédiaires à celles des deux autres pôles (au-dessus de 1 UT mais en dessous des teneurs des eaux des pluies actuelles). Cette spatialisation est conforme à la fois à l'hypothèse (3) et à l'hypothèse (5).

En effet, la description donnée précédemment pour ce qui concerne la justification du modèle de Toth dans notre contexte (hypothèse 5) est en parfaite cohérence avec la carte de tritium. Les eaux non tritiées sont des eaux anciennes qui appartiennent au système régional, les eaux tritiées sont du système local et proviennent d'une récente recharge sur les terrains en élévation, les eaux dont les teneurs en tritium sont non négligeables mais en deçà des teneurs des pluies actuelles relèvent du système intermédiaire. Aussi, la porosité secondaire peut-elle favoriser le mélange des eaux de ces trois systèmes.

Dans le cas de l'hypothèse (3), les zones avec des eaux anciennes correspondent à des nappes captives locales. Avec cette même hypothèse les pôles avec des eaux semblables aux eaux de pluies vis-à-vis des teneurs en tritium indiquent les zones de recharges et les pôles avec des eaux intermédiaires correspondent à des zones où les eaux anciennes et récentes se mélangent soit à travers le gradient piézométrique, soit à travers les forages qui traversent plusieurs venues d'eau. On note surtout une cohérence entre la carte piézométrique, la carte de la CE mettant en évidence les zones de recharges et la discrimination des trois pôles.

Enfin nous pensons que les hypothèses (3) et (5) peuvent coexister. En effet, au-delà du fait que le modèle conceptuel de l'écoulement souterrain peut être représenté de façon pertinente dans notre contexte par le modèle de Toth, l'existence d'une porosité secondaire, de même que la possibilité de rencontrer des nappes captives localisées ont déjà été mis en évidence. Ce qui nous amène à adopter pour notre zone d'étude un modèle de Toth modifié (Figure IV-19), qui est le modèle initial de Toth influencé pour une porosité secondaire et la présence de captivité locale.

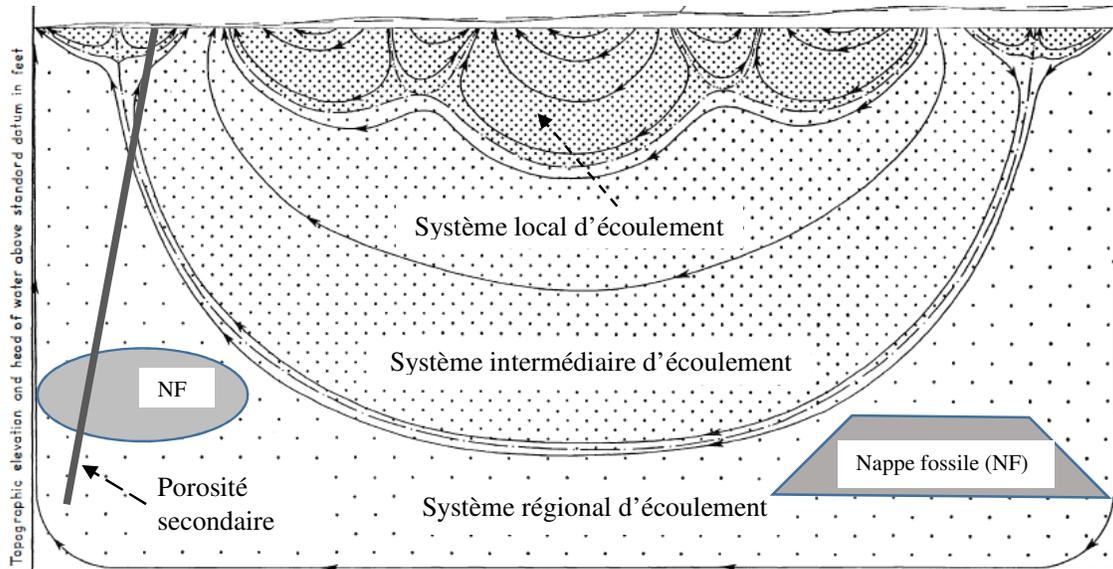


Figure IV- 19 : Modèle d'écoulement théorique et limites entre différents systèmes d'écoulements (Tóth 1963) adapté à la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni.

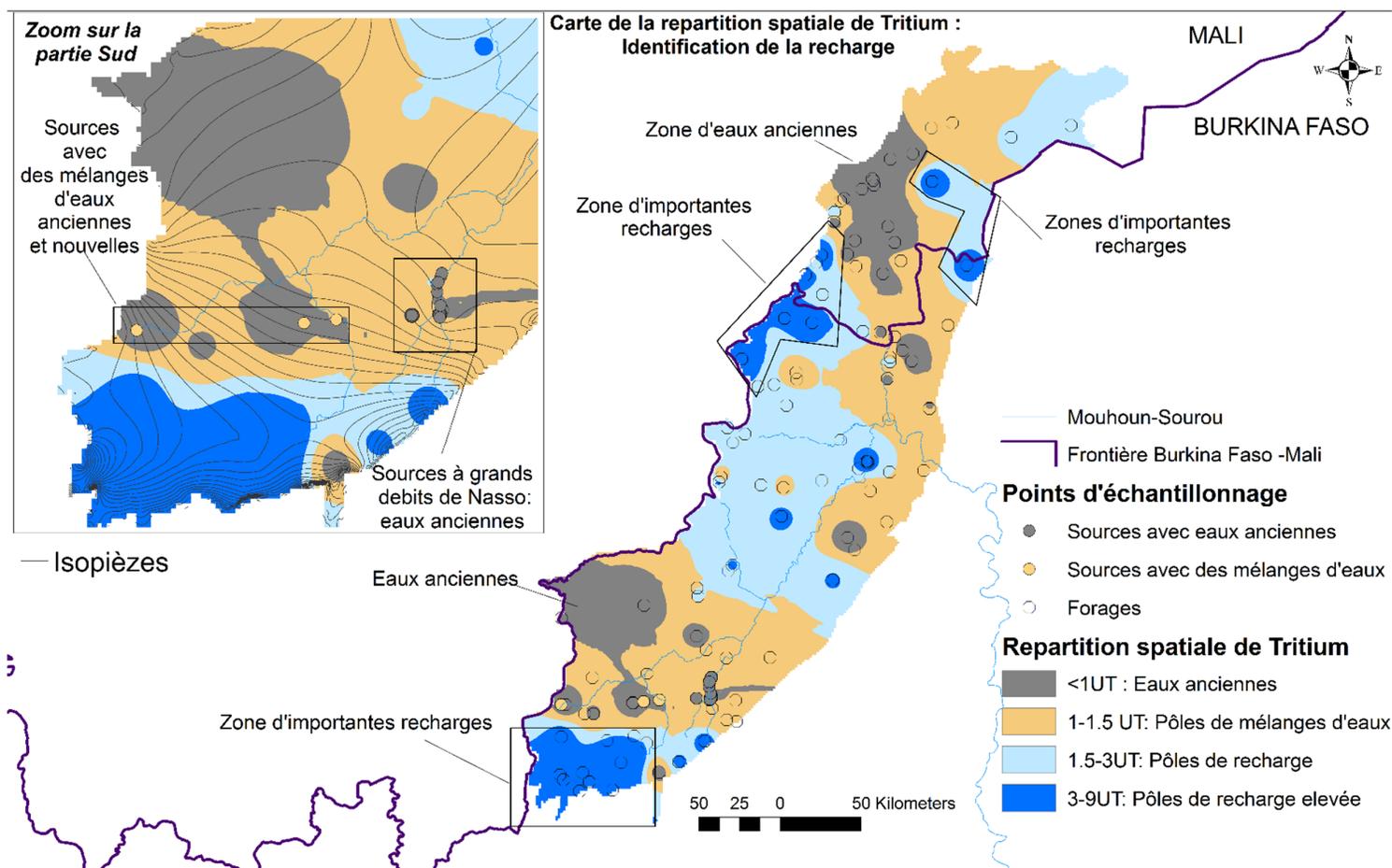


Figure IV- 20 : Carte du tritium: Identification des zones de recharge

#### **IV.4. Conclusion partielle**

Les données hydrochimiques ont permis de distinguer dans la zone d'étude quatre types d'eau : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>, Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>, Ca-HCO<sub>3</sub> et Na-K-HCO<sub>3</sub>. Cependant il existe un seul faciès dominant qui est le bicarbonaté Calcique et Magnésien (Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>). La comparaison entre des données anciennes collectées dans la période 1980-2003 et des données récentes (2013-2016) a permis de mettre en évidence une évolution du faciès hydrochimique chloruré (Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>) dans certaines parties de la zone d'étude. Dans le Continental Terminal la proportion actuelle est de 20% contre 5% avec les anciennes données. Dans l'Infra Cambrien l'évolution de ce faciès est remarquable dans deux sous aquifères le GFB et le GGQ qui constituent des espaces très favorables à la recharge. La comparaison entre anciennes données et nouvelles données donne une évolution de 0% à 50% au niveau des GFB et une évolution de 6% à 19% dans les GGQ. Cette évolution serait en lien avec les pratiques agricoles (destruction de la structure du sol à travers la déforestation accompagnée de labours, l'utilisation des engrais chimiques etc...).

Quant au mécanisme de minéralisation dans la zone d'étude, il se fait essentiellement à travers quatre processus : (i) la dissolution des minéraux carbonatés (processus dominant) et des minéraux évaporitiques (processus secondaire) dans toute la zone d'étude principalement l'ICT (Burkina Faso et Mali) et le CT (Burkina Faso), (ii) la précipitation des minéraux carbonatés essentiellement dans le CT et l'ICP du Mali, (iii) les échanges cationiques avec les minéraux argileux qui se traduisent principalement par une libération d'ions Na contre une fixation d'ions Ca, (iv) l'acquisition des nitrates, potassium et chlorures à travers les pollutions anthropiques.

L'usage des isotopes stables des eaux de pluies de seize (16) stations GNIP du Burkina Faso, du Mali et du Niger a permis de définir une Droite Météorique Régionale (DMR) d'équation  $\delta^2\text{H}=7.9 (\pm 0.17) \delta^{18}\text{O}+10.21 (\pm 0.81)$ , très proche de la Droite Météorique Mondiale (DMM). Les isotopes stables des eaux souterraines et de surface ont permis de mettre en évidence : (i) une recharge actuelle qui se caractérise par un regroupement des échantillons d'eau analysés autour de la DMR et DMM, (ii) une évaporation de certains échantillons d'eaux souterraines essentiellement dans le CT et caractérisable par un alignement de ces échantillons suivant une droite de pente 4.63 en dessous de la DMR (et de la DMM), (iii) une évaporation très remarquable des eaux stockées en surface à travers une droite d'évaporation d'équation  $\delta^2\text{H}=4.75 \delta^{18}\text{O} - 7.61$ .

L'utilisation conjointe de la Conductivité Électrique (CE) et de l'oxygène 18 a permis de confirmer (i) l'évaporation des eaux souterraines dans le CT à travers une évolution positive de la charge minérale en fonction de la composition isotopique, (ii) la dissolution/précipitation des carbonates et la dissolution des évaporites et l'Infra Cambrien par une évolution remarquable de la charge minérale sans un changement important de la composition isotopique.

L'utilisation du tritium a permis non seulement de confirmer l'existence d'eaux souterraines nouvelles mises en évidence avec les isotopes stables, mais aussi de préciser l'existence d'eaux anciennes (sans tritium) dans certains compartiments de la zone d'étude. La discussion sur la base des teneurs actuelles de tritium dans les eaux milite en faveur d'une eau souterraine qui se renouvelle même si le temps de renouvellement est relativement long. Les cartes élaborées sur la base de la Conductivité Électrique et du tritium ont permis une représentation spatiale qui discrimine les zones potentielles de recharge.

En somme, l'ensemble des investigations réalisées nous a permis d'améliorer notre compréhension des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Cependant l'écoulement souterrain n'a pas été évalué quantitativement. Cette évaluation quantitative sera faite dans le chapitre suivant après avoir discuté des méthodes qui permettent de le faire.

## CHAPITRE V : ÉVALUATION QUANTITATIVE DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS DU MOUHOUN SUPÉRIEUR

Une appréciation qualitative de l'écoulement souterrain a été réalisée au chapitre III (notamment la tendance dans le temps des débits de base). La dynamique des interactions eaux de surface-eaux souterraines a été étudiée au chapitre IV. Le présent chapitre complète l'étude des écoulements souterrains à travers son évaluation quantitative.

Pour y arriver, quatre (4) modèles empiriques de type filtre numérique récursif (*Recursive Digital Filter*) permettant la décomposition des hydrogrammes de crue en deux composantes : une composante surfacique (ruissellement direct et hypodermique) et une composante souterraine (écoulement souterrain ou écoulement de base) ont été utilisés tout d'abord sur l'année hydrologique 2017-2018. Les résultats issus de ces modèles empiriques ont été comparés statistiquement à ceux obtenus par une approche de Bilan Massique basée sur la Conductivité électrique de l'eau (*Conductivity Mass Balance*). Cette comparaison a permis d'évaluer dans notre contexte hydrologique et hydrogéologique les performances des modèles empiriques implémentés et de calibrer le modèle le plus robuste sur le Mouhoun à Samendeni. Le modèle calibré constitue alors un outil d'évaluation de l'écoulement souterrain sur l'ensemble de la série hydrologique à la station de Samendeni et à d'autres stations dans les conditions hydro-climatiques similaires. Ainsi a-t-il été utilisé pour évaluer les écoulements souterrains sur le Mouhoun supérieur pour la période 1960-2013. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication scientifique dont le titre est « *Analysis of the performance of base flow separation methods using chemistry and statistics in Sudano-Sahelian watershed (Burkina Faso)* » dans la revue « *Hydrology : current research* ». Le contenu du chapitre est particulièrement présenté en anglais en dehors du résumé "étendu" qui est en français.

## CHAPITRE V : ÉVALUATION QUANTITATIVE DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

### V.1. Résumé étendu

Une bonne évaluation quantitative de l'écoulement souterrain peut aider à une bonne identification des termes du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant. Pour évaluer les écoulements souterrains sur le Mouhoun supérieur, quatre (4) modèles empiriques ayant pour entrées des débits journaliers et qui sont basés sur le principe des filtres numériques récurrents (Recursive Digital Filters = RDF) ont été utilisés tout d'abord sur l'année hydrologique 2017-2018. Les résultats issus de ces modèles empiriques ont été comparés statistiquement à ceux obtenus par l'approche de Bilan Massique basée sur la Conductivité électrique de l'eau (Conductivity Mass Balance = CMB). Cette comparaison a permis d'évaluer dans notre contexte hydrologique et hydrogéologique les performances des modèles empiriques implémentés. Il a été constaté que les quatre méthodes RDF utilisées sont significativement différentes de la méthode CMB dans la zone d'étude. Parmi les méthodes RDF, le modèle de Eckhardt, qui prend en compte l'hydrologie et l'hydrogéologie du bassin versant a été calibré avec succès en utilisant les résultats de la méthode CMB comme données d'observation. La méthode CMB a estimé l'écoulement souterrain à 45% de l'écoulement total à la station de Samendeni entre Juillet et Octobre 2017 (période pluvieuse). Quant au modèle calibré, il a permis d'estimer l'écoulement souterrain interannuel (1960-2013) à 41% de l'écoulement total durant la période pluvieuse (Juillet à Octobre). En dehors de la période pluvieuse, le Mouhoun est alimenté essentiellement par des écoulements souterrains. Ce résultat montre l'importance de l'écoulement souterrain dans la réponse hydrologique sur le Mouhoun. Malheureusement, nous avons noté que la tendance globale des écoulements souterrains est à la baisse.

Quant à la recharge indiquée dans ce résumé, elle n'avait pas été explicitement précisée dans l'article (*raison pour laquelle le résumé est qualifié d'étendu*). Par contre, lorsqu'on se réfère aux approches proposées par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), elle s'identifie tout simplement à l'écoulement de base lorsque nous négligeons à l'échelle du bassin versant les prélèvements (BRGM 2015). La moyenne interannuelle de l'écoulement total (calculée à partir de débits observés entre 1960 et 2013) à la station de Samendeni pour la période de Juillet à Octobre s'évalue autour de  $37 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ce qui correspond à une lame d'eau de 85 mm. Si l'on admet que 41% correspond à l'écoulement souterrain, alors en termes de lame d'eau, il s'évalue à 35 mm. En outre, la moyenne interannuelle de l'écoulement total pour les périodes de Janvier à Juin et de Novembre à Décembre (période

pendant laquelle l'écoulement est essentiellement souterrain) donne environ  $3.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , ce qui correspond à une lame d'eau de 17 mm. L'écoulement souterrain total interannuel est donc environ 52 mm contre 49 mm de ruissèlements ( $K_r=4.7\%$ ). En négligeant toute forme de prélèvements (pompage pour l'irrigation et pour l'AEP, évaporation à partir des cours d'eau ou durant la recharge et les pertes liées au transport d'eau ...), on estime donc la recharge à 52 mm. La même procédure de calcul appliquée à Nwokuy permet d'estimer la recharge à environ 38 mm sur l'ensemble du Mouhoun supérieur pour la période (1965-1983) et le ruissellement à 11 mm ( $K_r=1.4\%$ ). Disposant du ruissellement et de l'infiltration nous pouvons en déduire un autre terme du bilan hydrique qui est l'évapotranspiration réelle. En effet, l'équation du bilan hydrique peut s'écrire de la façon suivante en négligeant les variations de stocks du réservoir sol à l'échelle de l'année hydrologique:

- (i) À Samendeni : Pluie (1039 mm) = Ruissellement (49mm) + Recharge (52mm) + ETR (938 mm).
- (ii) À Nwokuy : Pluie (785 mm) = Ruissellement (11 mm) + Recharge (38mm) + ETR (736 mm).

Il convient cependant de préciser que la combinaison des éléments négligés dans cette façon de calculer la recharge peut entraîner des erreurs non négligeables dans l'évaluation des termes du bilan hydrique surtout pour les années à faible pluviométrie. De plus la description des éléments susceptibles d'influencer la réponse hydrologique dans la zone d'étude (au chapitre III) et la description de la dynamique des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines (au chapitre IV) indiquent que l'écoulement total observé est le résultat d'un processus complexe qui intègre plusieurs éléments notamment la topographie, la géologie, les types de sols, l'occupation des terres, le climat etc. Ainsi, allons-nous utiliser un autre type d'outil qui est la modélisation hydrologique semi-distribuée à base physique (au chapitre VI) dans le but de mieux préciser les termes du bilan hydrique.



## Analysis of the Performance of Base Flow Separation Methods Using Chemistry and Statistics in Sudano-Sahelian Watershed, Burkina Faso

Bouraima Kouanda<sup>1</sup>, Paulin Coulibaly<sup>2</sup>, Dial Niang<sup>1</sup>, Tazen Fowe<sup>1</sup>, Harouna Karambiri<sup>1</sup> and Jean Emmanuel Paturel<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Laboratory of Water, Hydrosystems and Agriculture, International Institute for Water and Environmental Engineering, Ouagadougou, Burkina Faso

<sup>2</sup>Water Resources and Hydrologic Modelling Lab, McMaster University, Hamilton, Canada

<sup>3</sup>Research Institute for Development (IRD), University of Montpellier, Rue Auguste Broussonnet, France

**Corresponding author:** Bouraima Kouanda, Laboratory of Water, Hydrosystems and Agriculture, International Institute for Water and Environmental Engineering (2IE), Ouagadougou, Burkina Faso, Tel: +22670497191; E-mail: ibkouanda@gmail.com

**Received date:** June 01, 2018; **Accepted date:** June 14, 2018; **Published date:** June 20, 2018

**Copyright:** © 2018 Kouanda B, et al. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author and source are credited.

This research aims to determine appropriate methods for base flow separation under Sudano-Sahelian climate in West Africa. Four Recursive Digital Filtering (RDF) methods and the Conductivity Mass Balance (CMB) method were used. Daily streamflow of the Mouhoun River (formerly Black Volta River) at Samendeni gauge station has been separated into base flow and runoff. The RDF methods are easy to use but cannot take into account the actual hydrological processes within the watershed, while CMB method does it well. But, given that regular discharge measurement is rarely coupled with Electrical Conductivity measurements, it is therefore not possible to apply CMB method over time at each outlet. The CMB method is frequently used on a short time as a reference to assess the performance or to calibrate RDF methods. In the present study, CMB method was used for the year 2017, especially during the rainy season (from July to October) to produce more realistic base flow values. Statistical analysis was used to compare RDF and CMB methods. It was found that all the four RDF methods used are significantly different from the CMB method in the study area. Among the RDF methods, the Eckhardt method which is a two parameters filtering method was successfully calibrated using CMB method Base Flow Index (BFI) as constraint. With the calibration process, the parameter *BFI<sub>max</sub>* of the Eckhardt method was adjusted to 0.32 in the study area context. The achievements of this study can have several implications such as adequate base flow estimation over time at Samendeni gauge station and at other similar gauges of the Mouhoun watershed which will be particularly beneficial to the critical issue of assessment of climate change impact on base flow in the study area.

**Key words:** base flow separation, methods evaluation, daily streamflow, Sudano-sahelian zone, Mouhoun River, Burkina Faso.

## **V.2. Introduction**

Base flow is generally regarded as sourced from groundwater discharging into streams (Lott and Stewart 2016). It is the ground water contribution to stream flow (Gottschalk and Perzyna 1989; Aksoy and Wittenberg 2011). In some cases, base flow is also considered as the result of natural processes such as delayed flow through wetlands and lakes, and anthropogenic processes such as flow regulation and wastewater discharge (Piggott et al. 2005). Runoff can be considered as the non-base flow portion of the total flow hydrograph (Koskelo et al. 2012).

Several recent studies revealed the importance of base flow in water resources management. Metrics of base flow provide useful information in analyses of water quantity and quality and aquatic habitat (Piggott et al. 2005; Eckhardt 2008; Price 2011). Base flow recession analysis is required to estimate the long-term reliable component of the hydrograph and water cycle, and for drought management, inflow design and analysis, and contaminant and nutrient transport (Stadnyk et al. 2014). Base flow separation is also important for obtaining critical parameters for hydrological models (Zhang et al. 2012), assessing the effects of water use and climate change on water resources (Lott and Stewart 2016) and understanding runoff generation in catchments (Stewart 2015).

In literature review, several methods exist to determine the base flow. Analysis of the hydrographs base flow component had been done since 1904 with an empirical experience (Boussinesq 1904). With some recent publications (Zhang et al. 2012; Miller et al. 2015; Indarto et al. 2016), approaches for base flow estimation can be grouped into two categories: Graphical Hydrograph Separation (GHS) methods, which need only daily streamflow data, and tracer Mass Balance (MB) methods, which rely on chemical constituents in the streams, streamflow discharges, and the streamflow end-member constituent concentrations (runoff and base flow). The GHS methods include: (i) recession curve methods (ii) analytical methods and (iii) Recursive Digital Filtering (RDF) methods. Artificial intelligence techniques are also used (Corzo 2007). Unfortunately, the definitions of basin-specific parameters used in GHS methods are generally subjective and not based on hydrologic processes (Stewart et al. 2007; Miller et al. 2015). Only the Mass Balance methods take seriously into account the watershed hydrologic processes. There are also different Mass Balance methods. One of the commonly used MB methods is the Conductivity Mass Balance (CMB) method. This method uses of Electrical Conductivity (EC) as a chemical tracer for hydrograph separation (Nakamura 1971; Cimino 2003; Longobardi et al. 2014; Miller et al. 2015).

The advantage of CMB method over other types of MB methods is that EC is relatively easy and inexpensive to measure. In addition, high frequency of EC measurements can be obtained using in-situ EC probes (Longobardi et al. 2014; Miller et al. 2015). Besides CMB method is generally considered to be more objective than GHS methods. But its application is limited by the fact that it requires high frequency EC records that are not always widely available over long time periods or spanning large numbers of watersheds.

Multiple studies developed methodologies to calibrate GHS estimates of base flow to CMB estimates of base flow (Stewart et al. 2007; Zhang et al. 2012; Lott and Stewart 2012; Miller et al. 2015). The need to calibrate or to assess the performance of base flow separation methods has been shown in a large number of recent works (Szilagyi Jozsef 2004; Eckhardt 2005, 2008; Gonzales et al. 2009; Welderufael and Woyessa 2010; Romanowicz 2010; Rouhani and Malekian 2012; Stadnyk et al. 2014; Şengörür et al. 2014; Indarto et al. 2016). Besides rare are the studies about the performance of base flow separation methods on African basin climate, hydrology and hydrogeological context. Available literature are essentially limited to the South African basin (Arnold and Allen 1999; Hughes et al. 2003; Welderufael and Woyessa 2010). This weakness should be a relevant challenge.

The main objective of the present study is to determine appropriate methods for base flow separation under Sudano-Sahelian climate in West Africa, particularly on the Mouhoun River. To achieve this objective, four RDF methods proposed by Chapman (Chapman 1991), Chapman & Maxwell (Chapman and Maxwell 1996), Lyne & Hollick (Lyne and Hollick 1979) and Eckhardt (Eckhardt 2005) and the CMB method are used for base flow separation. The RDF methods are compared statistically to CMB method to find if they are similar or not. The Eckhardt method which is a two parameter filtering method was also calibrated by using CMB results as constraint (Eckhardt 2008; Longobardi et al. 2014). This research is part of the National Program for the Integrated Water Resources Management (IWRM) in Burkina Faso. It has to find some decision support tools to assist in the process of implementation of Water Development and Management Plan.

### **V.3. Material and methods**

#### ***V.3.1. Study area***

The study area (called Samendeni watershed) is located in the South West of Burkina Faso in West Africa (Figure V-1). The Samendeni watershed covered by the Sudanese and Sudano-Sahelian zones, is drained by a transboundary perennial river called Mouhoun or Black Volta River. The outlet of Samendeni watershed is the Samendeni gauging station located at the upstream part of the Black Volta watershed. The Black Volta watershed is shared between three countries in West Africa (Burkina Faso, Ghana and Côte d'Ivoire). The Samendeni watershed is fed by several water sources (springs) and contributes to keep the Black Volta River permanent. There are about forty seven (47) springs in the Samendeni watershed and about forty (40) are perennial. Thus groundwater contributes significantly to the hydrological processes in this watershed. The area of Samendeni watershed is about 4580 km<sup>2</sup>. In the study area the inter-annual mean precipitation was 1063 mm over the period 1950-2013 (Bobo-Dioulasso synoptic station). The rainy season is generally from June to October. The inter-annual average of potential evapotranspiration is 1955 mm over the period 1961-2013. Daily temperature varies between 18.8 °C (January) to 38.6 °C (March). Table V-1 and Table V-2 present the summary of the important hydro-climatic properties of the study area. According to Dakouré (Dakoure 2003) and Derouane (Derouane 2008), the study area is entirely in a sedimentary zone and dominated by sandstones. Figure V-2 shows the details of the geology of the study area.

In the study area, there are several projects in progress: the construction of the large Samendeni Dam to mobilize 1.05 billion m<sup>3</sup>, an irrigation project of 21 000 ha, a hydropower project etc. This presents a challenging situation of an intense pressure on the available water resources in the coming years. Besides, at the downstream of Samendeni watershed, there exist a situation of high demand of water (more than 8 000 ha of irrigated area on Sourou valley, drinking water system of Koudougou city, industrial uses, mining and livestock).

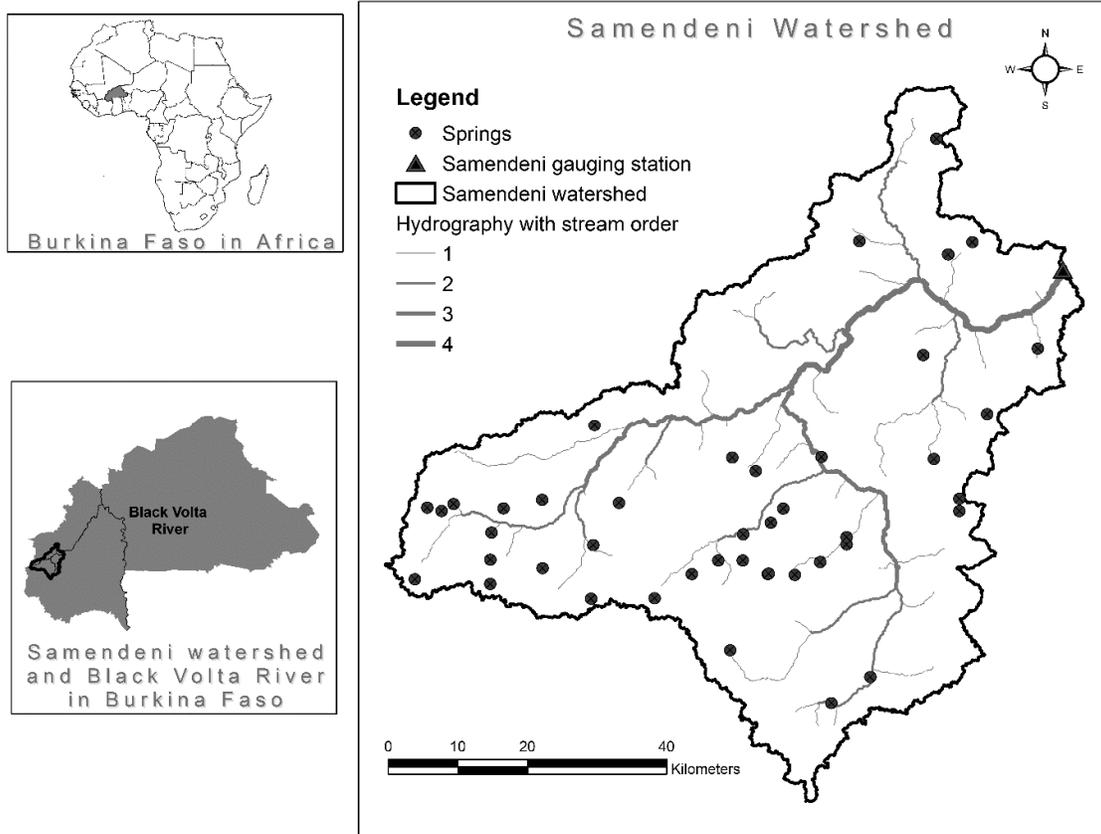


Figure V- 1 : Study area

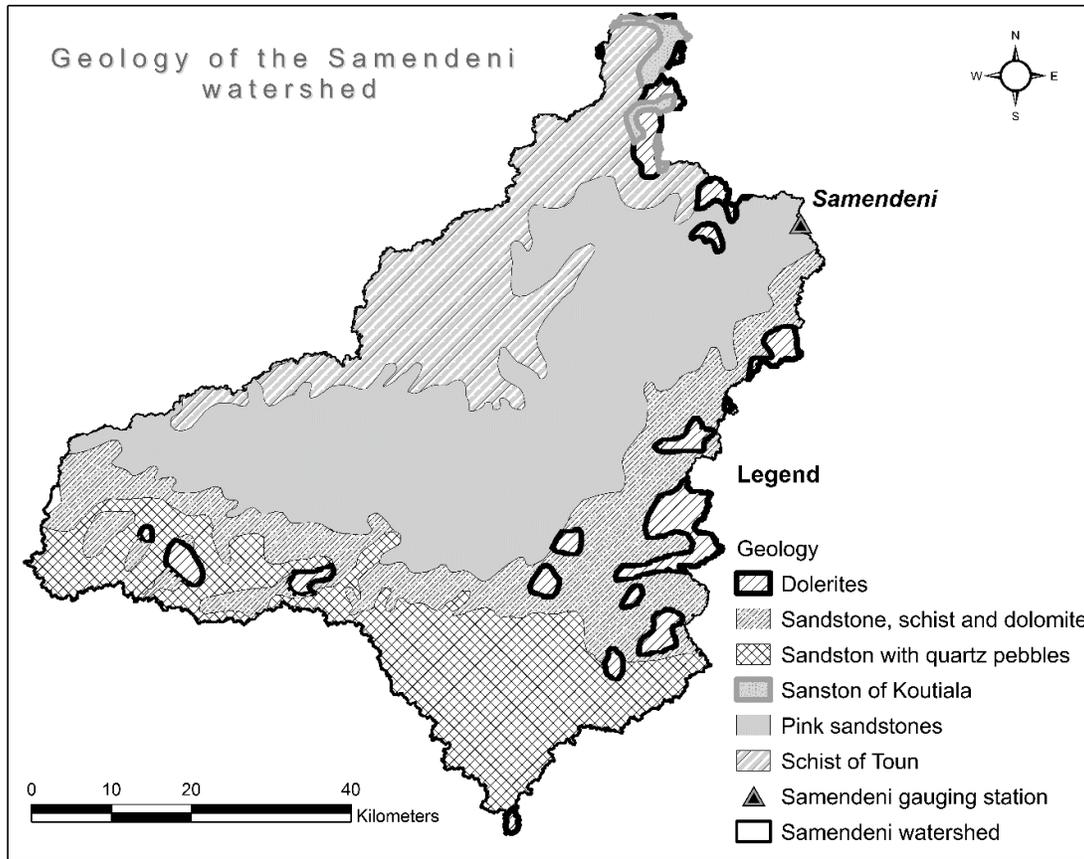


Figure V- 2 : Geology of Samendeni watershed

Table V- 1: Meteorological properties of Samendeni watershed (source of data: National Agency of Meteorology)

Station	Data	Period	Annual Average	Minimum	Maximum	Standard Deviation
Bobo Dioulasso	Annual rainfall (mm)	1950 - 2013	1063	775	1552	203
	Annual potential evapotranspiration (mm)	1961- 2013	1955	1737	2202	116
	Daily minimum temperature(°C)	1961 - 2013	22	20	23	0.47
	Daily maximum temperature(°C)	1961 - 2013	33	32	34	0.56

Table V- 2: Samendeni gauging station and its general features

Gauging station	Coordinates (degree-minute)	Approximate altitude (m)	Drainage Area (km <sup>2</sup> )	Inter-annual average of discharge (1960-2013) (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )
Samendeni	11°28' N 04°28' W	287	4580	15.7

### V.3.2. Data collection

In general, in Burkina Faso there is no rain during the period from November to May. During that period the streamflow is essentially due to the springs on Samendeni watershed and the total streamflow can be considered as base flow. The separation of the total streamflow into base flow and runoff concerns essentially the rainy period (From June to October). Therefore during the year 2017, from July to October (rainy season) the Electrical Conductivity (EC) were measured daily at Samendeni gauge station as additional data to the discharge measurements. November 2017 and December 2017 (dry season) were also concerned by the EC measurements in order to determine the plausible EC value of base flow. The multiparametric probe HI 98129 was used for the measurements.

### V.3.3. Base flow separation methods

Daily mean streamflow data at Samendeni gauge station were separated into surface flow and base flow during the rainy season (from July to October 2017). Four popular Recursive Digital Filtering (RDF) methods (Chapman, Chapman & Maxwell, Eckhardt, Lyne & Hollick) and the Conductivity Mass Balance (CMB) method were used.

### V.3.4. Recursive Digital Filtering methods (RDF)

The mechanism of how RDF methods operate is similar to signal or in frequency analysis. The filter is used to separate (in hydrograph analysis) the quick flow component (high-frequency signal) and the base flow component (analog to low-frequency signal). The process is repeated over the period of record. Several algorithms for RDF methods exist in the literature (Pettyjohn and Henning 1979; Lyne and Hollick 1979; Nathan and McMahon 1990; Chapman 1991; Chapman and Maxwell 1996; Grayson et al. 1996; Furey and Gupta 2001; Tallaksen and Lanen 2004; Eckhardt 2005, 2008; Brodie et al. 2008). The problem of RDF methods is that several methods exist, but no technique is universally accepted (Koskelo et al. 2012). They need sometimes to be calibrated by considering the hydrological and hydrogeological characteristics

of the watershed. In this study, four digital filters proposed by Chapman, Chapman & Maxwell, Lyne & Hollick, and Eckhardt were applied to the time series of daily streamflow data in order to determine the base flow. The principle of base flow separation by the digital filters is described by Equation 1 (Eckhardt 2005).

$$y_k = f_k + b_k \quad (\text{V.1})$$

With

$y_k$  : Total streamflow,

$f_k$  : Runoff,

$b_k$ : Base flow,

$k$  : the time step.

The filters proposed by the authors cited above are described by Equation 2, Equation 3, Equation 4 and Equation 5.

Lyne and Hollick filter (Lyne and Hollick 1979):

$$b_k = ab_{k-1} + \frac{1-a}{2}(y_k + y_{k-1}); b_k \leq y_k \quad (\text{V.2})$$

Chapman filter (CHAPMAN 1991):

$$b_k = \frac{3a-1}{3-a}b_{k-1} + \frac{1-a}{3-a}(y_k + y_{k-1}); b_k \leq y_k \quad (\text{V.3})$$

Chapman and Maxwell filter (Chapman and Maxwell 1996):

$$b_k = \frac{a}{2-a}b_{k-1} + \frac{1-a}{2-a}y_k; b_k \leq y_k \quad (\text{V.4})$$

Eckhardt filter (Eckhardt 2005):

$$b_k = \frac{(1-BFI_{max})ab_{k-1} + (1-a)BFI_{max}y_k}{1-aBFI_{max}} \quad (\text{V.5})$$

Where  $a$  is the filter parameter and  $BFI_{max}$  in the Eckhardt method is the maximum value of Base Flow Index (BFI). BFI is cumulative base flow divided by cumulative total discharge over the period of record of analysis. The filter parameter  $a$  describes the rate at which the streamflow decreases over the time following a recharge event. It can be derived by recession analysis (Eckhardt 2005, 2008; Zhang et al. 2012). In this study, the filter parameter ( $a$ ) was determined by recession analysis as suggested by Eckhardt (Eckhardt 2008).

The possible value of the parameter  $BFI_{max}$  in the Eckhardt filter depends on the watershed hydrological and hydrogeological characteristics of the watershed.  $BFI_{max} = 0.80$  for perennial streams with porous aquifers;  $BFI_{max} = 0.50$  for ephemeral streams with porous aquifers;  $BFI_{max} = 0.25$  for perennial streams with hard rock aquifers (Eckhardt 2005). According to Derouane (Derouane 2008, 2010) the study area can be considered as a porous aquifer. Besides it has perennial streams. Based on these considerations  $BFI_{max}$  value of 0.8 was initially used. A calibration of Eckhardt method was also done to find the adequate value of the parameter  $BFI_{max}$  in the climate, hydrological and hydrogeological conditions for Samendeni watershed.

### V.3.5. Conductivity Mass Balance (CMB) filtering method

The advantage of the mass balance method is that site-specific variables are measured and the chemical or isotopic constituents of stream flow are related to physical processes and flow paths within a basin (Matsubayashi et al. 1993; Stewart et al. 2007; Lott and Stewart 2016). As mentioned by Longobardi (Longobardi et al. 2014), the Mass Balance method is based on the assumption that base flow has different chemical characteristics compared with surface runoff due to the different flow paths of these two types of flows. As a consequence, total streamflow hydrograph can be separated into different components. The electrical conductivity EC, as proxy of the Total Dissolved Solids (TDS) mass balance is one of the most widely used technique. The base flow component has generally greater EC value compared to the surface runoff conductivity and for this reason EC can be used as a natural tracers of the streamflow component (Longobardi et al. 2014). This behavior is shown in Figure V-3, where the measured EC approaches the largest values during the low flow period. According to this assumption, it is possible to consider the following equation system (Equation 6) (Longobardi et al. 2014).

$$\begin{cases} q_{tot}(t) = q_{sf}(t) + q_{bf}(t) \\ q_{tot}(t). EC_{tot}(t) = q_{sf}(t). EC_{sf}(t) + q_{bf}(t). EC_{bf}(t) \end{cases} \quad (V.6)$$

With

- $q_{tot}$  = measured total streamflow ( $m^3.s^{-1}$ );
- $q_{sf}$  = surface streamflow component ( $m^3.s^{-1}$ );
- $q_{bf}$  = base flow streamflow component ( $m^3.s^{-1}$ );
- $EC_{tot}$  = measured streamflow EC ( $\mu S.cm^{-1}$ );
- $EC_{sf}$  = surface component EC ( $\mu S.cm^{-1}$ );
- $EC_{bf}$  = base flow component EC ( $\mu S.cm^{-1}$ );

During the dry season the EC becomes practically a constant value close to  $58 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ . This value is assumed to be the signal of base flow EC (Longobardi et al. 2014; Miller et al. 2015). The EC of the base flow and runoff components are assumed to remain constant over the period of observation (Stewart et al. 2007; Miller et al. 2015). Previous studies (Stewart et al. 2007; Lott and Stewart 2016) have proved that the lowest EC values correspond to a predominance of runoff. These lowest values are observed with the peak flow (Figure V-3) and are all close to  $19 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ . So the EC value of  $19 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  is considered as the runoff Electrical Conductivity. The values for base flow EC and runoff EC can reasonably be considered to be constant for each individual stream gage location (Stewart et al. 2007; Lott and Stewart 2012).

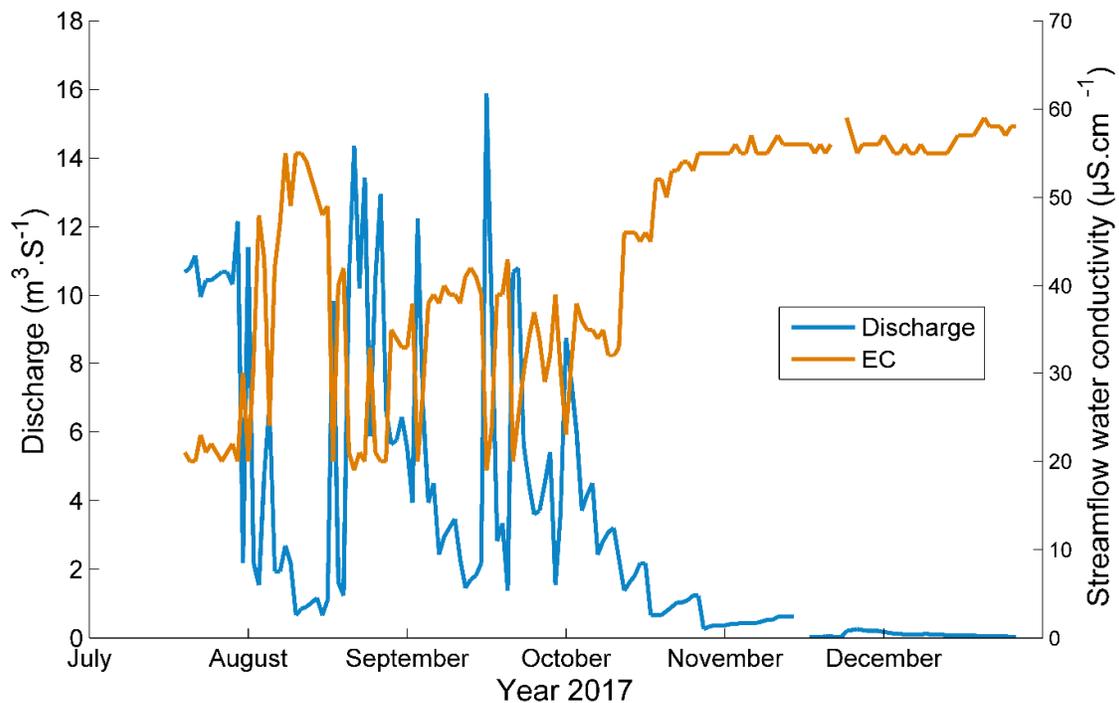


Figure V- 3 : Discharge and electrical conductivity measurements at the Samendeni gauge station

### V.3.6. Statistical analysis

Statistical analyses were performed in order to compare the results obtained through RDF methods and CMB method. Firstly, boxplots were used to show the range of base flow values for each method. Secondly the correlation between each RDF method and CMB method was analysed. Thirdly, a statistical test (Kruskal-Wallis mean rank test) was performed to check if there is a RDF method which is similar to the CMB method. The choice of this statistical test

was justified by the fact that base flow data are not normally distributed in the case of this study. Therefore, the appropriate statistical tests are those based on rank.

### V.3.7. Calibration of Eckhardt filter method

As mentioned above, Eckhardt method is a two parameters filter method. The first is the recession constant ( $\alpha$ ) and the second is the  $BFI_{max}$ . The second parameter depends to the hydrological and hydrogeological features of the watershed. This parameter can be adjusted through a calibration process (Eckhardt 2008). To calibrate the Eckhardt method, the CMB filtering results have been considered as constraint. A set of four criteria : percent bias (PBIAS), Root-Mean-Square Error (RMSE), Nash Sutcliffe Efficiency (NSE) and coefficient of determination ( $R^2$ ) were used to evaluate the performance of the Eckhardt calibrated method by referring to Moriasi et al. (Moriasi et al. 2007) and Mehan et al. (Mehan et al. 2017).

## V.4. Results and discussion

### V.4.1. Recession constant value

The filter parameter (recession constant value) obtained in 2017 is 0.975 at Samendeni gauging station (Figure V-4). To apply the RDF methods, the ideal range given in the literature for the filter parameter is 0.90-0.95 (Şengörür et al. 2014). However it is noted in various studies that different filter parameter also give good results (Eckhardt 2008).

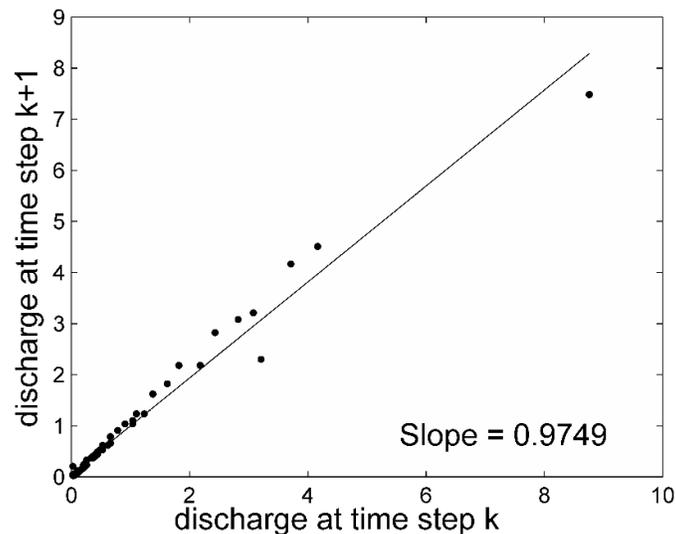


Figure V- 4: Scatter plot of discharge at time step k+1 versus discharge at time step k during recession periods. The slope of the line through origin about 0.975 represents the recession constant (Eckhardt 2008)

**V.4.2. Basic statistics on base flow and Base Flow Index (BFI)**

During the rainy season (from July to October 2017) the CMB methods mean base flow at Samendeni gauge station was  $1.1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  while it varied between 1.5 and  $2.5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  for RDF methods (Table V-3).

**Table V- 3: Total streamflow and base flow characteristics in Samendeni station (from July to October 2017)**

Gauging station	Basic Statistics	Total discharge ( $\text{m}^3.\text{S}^{-1}$ )	Base flow ( $\text{m}^3.\text{S}^{-1}$ )				
			Conductivity Mass Balance	Chapman	Chapman & Maxwell	Lyne & Hollick	Eckhardt
Samendeni	Mean	4.8	1.1	1.5	1.5	1.7	2.5
	Min	0.3	0.0	0.2	0.2	0.3	0.3
	Max	15.9	2.9	2.6	2.6	3.4	6.2
	Standard deviation	4.1	0.6	0.6	0.6	0.8	1.5

The Base Flow index (BFI) defined as the cumulative base flow divided by cumulative total discharge over the same period was 0.45 for the CMB method. It varied between 0.52 and 0.68 for RDF methods (Table V-4). Each RDF method had a mean value of BFI higher than the mean value of CMB method. Chapman, Chapman & Maxwell and Lyne & Hollick methods produced base flow which were closely the same. Eckhardt method gave on average, the highest values of base flow on the study area. In fact as mentioned in the methodology, the Eckhardt method is two parameters filter. The first parameter is the recession constant. The second parameter (*BFI<sub>max</sub>*) depends on the basin hydrology and hydrogeology. For the Samendeni watershed, it is possible that the initial value considered as *BFI<sub>max</sub>* (0.8) was not adequate. Besides the Figure V-5 (a), (b), (c) and (d) showed a poor linear correlation between the RDF methods and CMB method. The coefficients of determination were respectively 0.19, 0.18, 0.20 and 0.05 for Chapman, Chapman & Maxwell, Lyne & Hollick and Eckhardt methods. The Figure V-6 stated clearly that there is almost with time an over estimation of base flow using the RDF methods on Samendeni watershed. Further investigations were carried out to determine the level of statistical significance between RDF and CMB methods.

Table V- 4: Base Flow Index (BFI) characteristics at Samendeni gauging station (from July to October 2017)

Gauging station	Basic Statistics	Base flow Index (BFI)				
		Conductivity Mass Balance	Chapman	Chapman & Maxwell	Lyne & Hollick	Eckhardt
Samendeni	Mean	0.45	0.52	0.53	0.57	0.68
	Min	0.00	0.05	0.05	0.05	0.05
	Max	0.92	1.00	1.00	1.00	1.00
	Standard deviation	0.30	0.29	0.29	0.30	0.27

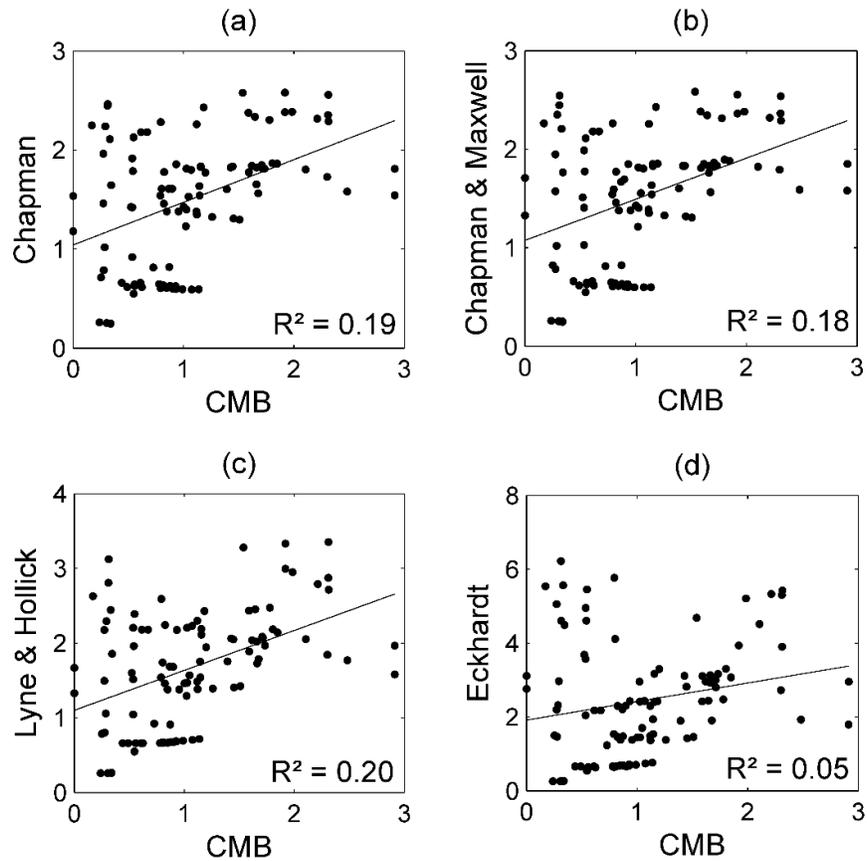


Figure V- 5: linear correlation scatter plots between uncalibrated RDF methods and CMB method. (a): Chapman vs CMB, (b): Chapman & Maxwell vs CMB, (c): Lyne & Hollick vs CMB, (d): Eckhardt vs CMB.

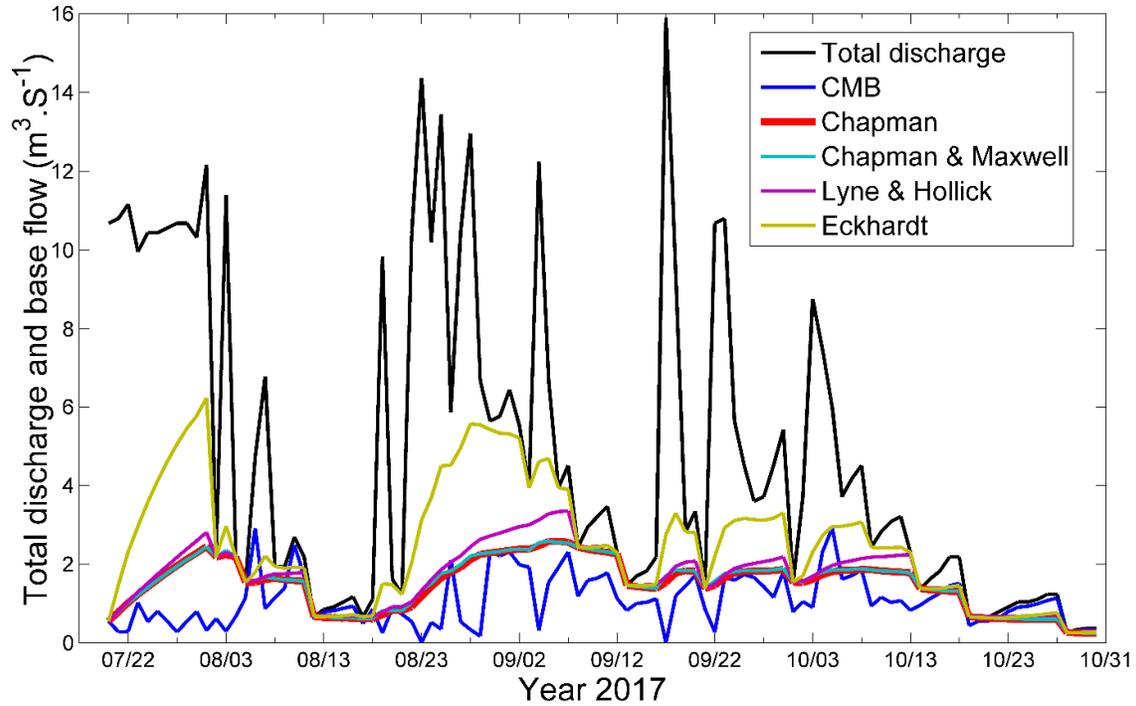


Figure V- 6 : Temporal evolution of the total discharge and base flow from uncalibrated RDF methods and CMB method.

### V.4.3. Results of statistical analysis

#### V.4.3.1. Boxplots

The boxplots (Figure V-7) showed the range of data falling between the 25th and 75th percentiles, horizontal line inside the box showing the median value, and the whiskers showing the complete range of the base flow values for each method. The minimum value of base flow ( $0.0 \text{ m}^3 \cdot \text{S}^{-1}$ ) was observed with the CMB method which takes into account the real hydrological processes in the watershed. This value was generally observed during the peak flows when the discharge is essentially rain water (period with lower EC values). The median value of base flow from CMB method was smaller than each median obtained with RDF methods (Figure V-7). The same conclusion was stated above with the mean values of base flow (Table V-3). Eckhardt method particularly gave base flow with a strong variability. Eckhardt (Eckhardt 2005) suggests 0.8 as  $BFI_{max}$  in porous aquifer with permanent streamflow. In the case of this study, the above assumption was used in reference to the study of Derouane (Derouane 2008, 2010). However, the study area is large and might not be entirely porous. Therefore the value of  $BFI_{max}$  was adjusted by calibration process in order to obtain accurate values of the base flow. For the other three RDF methods (Chapman, Chapman & Maxwell and Lyne & Hollick), the base flow values distributions seemed to be similar. But their quantiles (Q1, M, Q3) were

significantly different from those of CMB methods. Statistical test was thus used to support this conclusion.

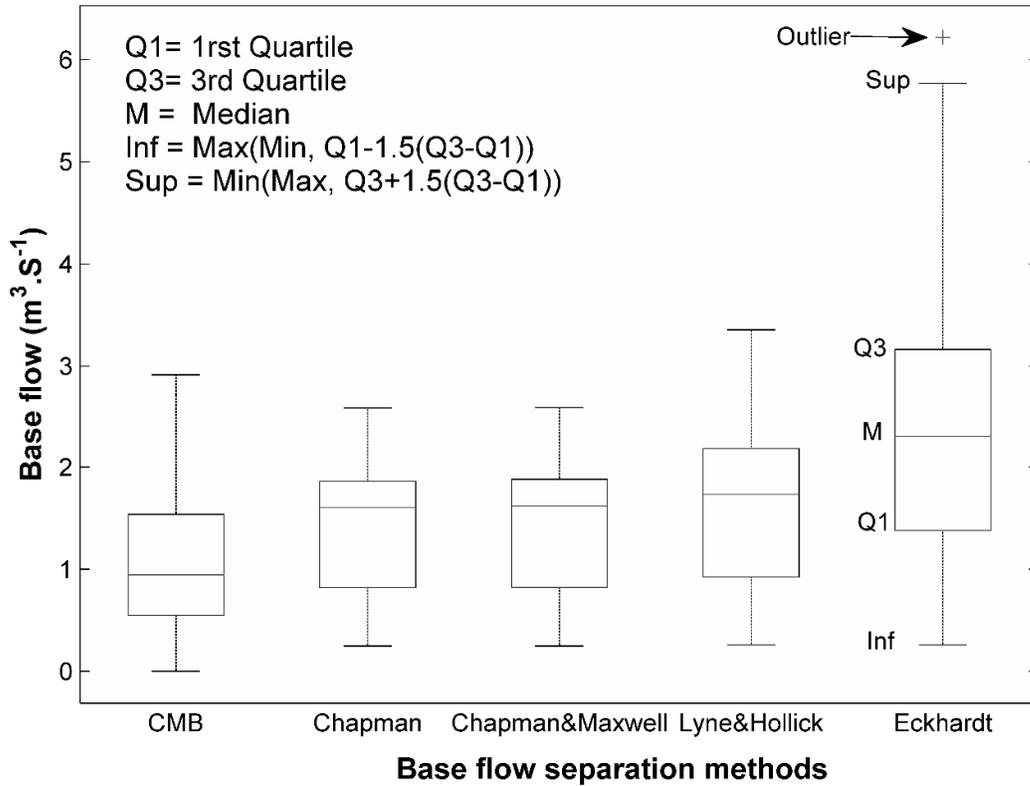


Figure V- 7: Distribution of base flow values from RDF and CMB methods at Samendeni station

V.4.3.2. Statistical test

The Kruskal Wallis mean rank test rejected the null hypothesis which supposed that each RDF method was similar to the CMB method with 95% confidence interval. Figure V-8 gave more information about the results of the Kruskal Wallis mean rank test. Each RDF method was significantly different from CMB method. These conclusions supported those mentioned above with Figures V-3, V-4, V-5 and the boxplots analysis. Therefore the need to calibrate the used RDF methods in hydrology and hydrogeology context of the study area was evident. The Eckhardt method which has a parameter (*BFImax*) depending of the watershed features was calibrated.

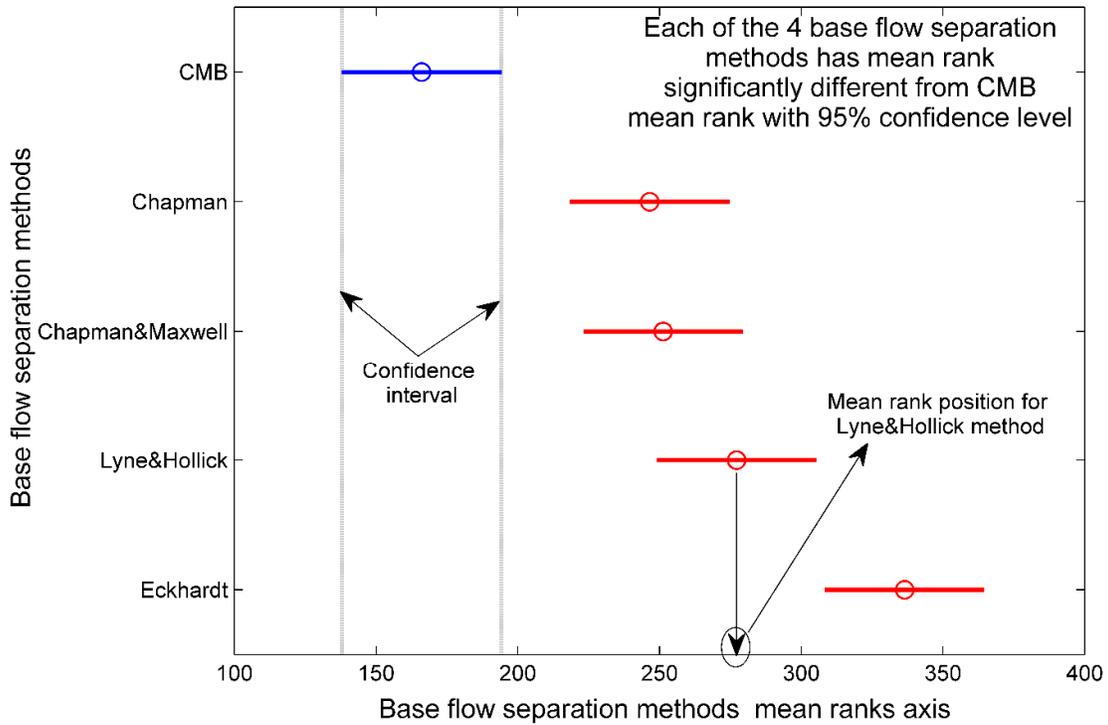


Figure V- 8 : Comparison of RDF methods and CMB method using Kruskal Wallis mean rank test at Samendeni gauge station

### V.5. Eckhardt method base flow calibration

To calibrate the Eckhardt method, the CMB method BFI values were used as constraint. The Eckhardt filter parameter  $BFI_{max}$  was adjusted to 0.32 in the study climate, hydrology and hydrogeology context. The calibrated results showed a significant improvement of Eckhardt method although some of the extreme (highest and lowest) values did not match perfectly with those of the CMB method (Table V-5). However, globally the calibration results appeared satisfactory based on the performance statistics ( $NSE=0.90$ ,  $R^2=0.91$ ,  $RMSE=0.09$ ,  $Pbias = -0.49$ ) (Moriassi et al. 2007; Dis et al. 2015; Mehan et al. 2017; Njogy and Kitheka 2017). The Figure V-9(b) presented a good linear correlation between CMB BFI and Eckhardt calibrated BFI and the Figure V-9(c) showed a good linear correlation of base flow values between Eckhardt calibrated method and CMB method. Besides the Kruskal Wallis mean rank test performed with Eckhardt calibrated method and CMB method confirmed that they were similar with 95% confidence level (Figure V-9(d)).

Table V- 5: Comparison between Eckhardt calibrated and CMB methods

Basic statistics	Base flow		Base flow index (BFI)	
	CMB	Eckhardt	CMB	Eckhardt
Mean	1.1	1.0	0.45	0.41
Min	0.0	0.2	0.00	0.05
Max	2.9	1.3	0.92	1.00
Std	0.6	0.3	0.30	0.27

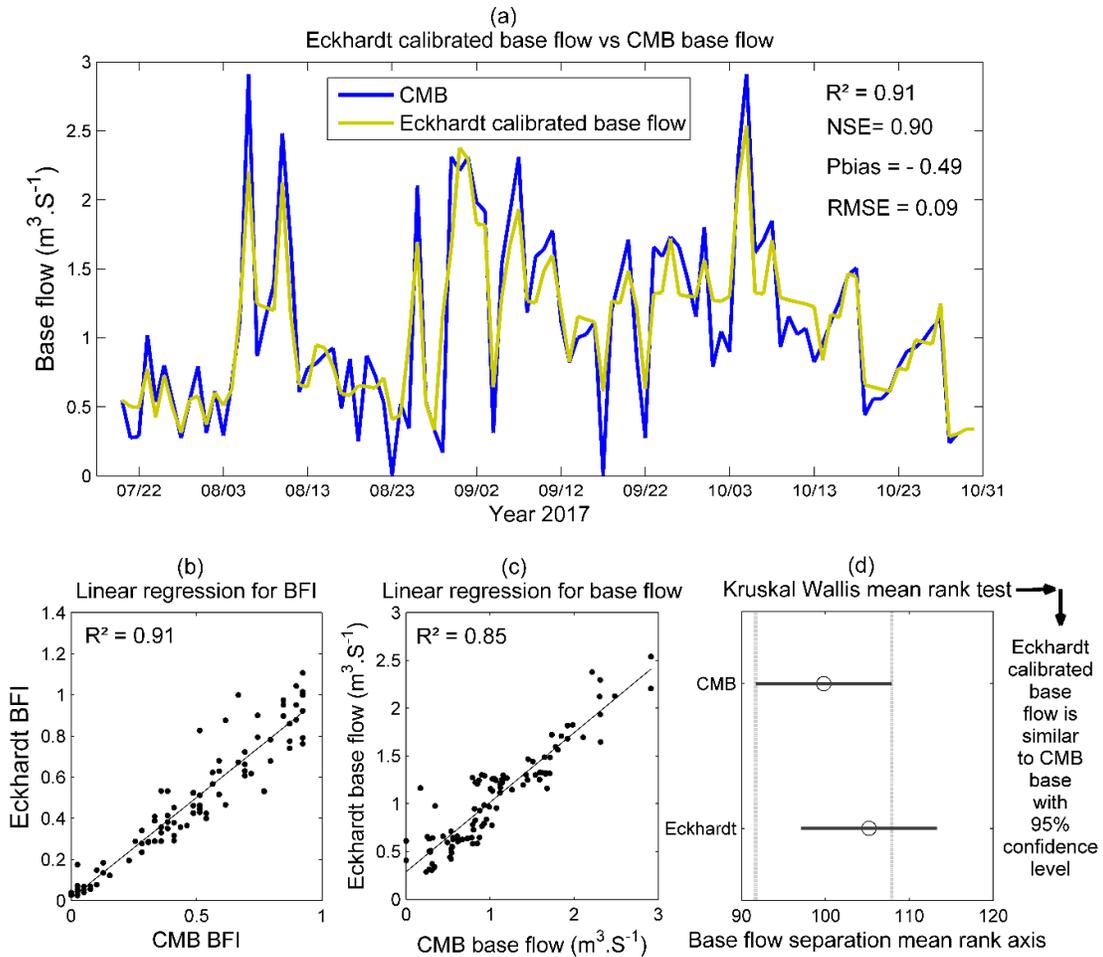


Figure V- 9 : Comparison between Eckhardt calibrated method and CMB method. (a) Temporal evolution of CMB base flow and Eckhardt calibrated base flow, (b) linear regression (Eckhardt calibrated BFI vs CMB BFI), (c) linear regression (Eckhardt calibrated base flow vs CMB base flow), (d) Kruskal Wallis mean rank test (Eckhardt calibrated base flow vs CMB base flow).

## V.6. Partial Conclusion

Several base flow separation methods are available in the literature, however identifying adequate method for a given watershed and hydro-climatic conditions remains a challenging task. In general, the Mass Balance (MB) methods for base flow separation are considered to be more objective or to produce actual base flow values. Therefore, the performance of four RDF methods (Chapman, Chapman & Maxwell, Lyne & Hollick and Eckhardt) which are among the existing streamflow separation methods frequently used in the literature has been examined on a watershed in Sudano-Sahelian zone (West Africa). The Conductivity Mass Balance (CMB) method was used during the rainy season in 2017 (from July to October) to produce base flow values. Through statistical analysis, it was found that the four RDF methods are significantly different from the CMB method in the study area context.

Then the Eckhardt method which has a parameter ( $BFI_{max}$ ) depending of the watershed features (hydrology and hydrogeology) has been calibrated using CMB method as constraint. Eckhardt (Eckhardt 2005) suggested the use of 0.8 as  $BFI_{max}$  in porous aquifer with permanent streamflow. In the case of the Samendeni watershed, the above assumption has been used by referring to Derouane's study (Derouane 2008, 2010). As the study area is so large it is possible that, it is not porous everywhere. The value of  $BFI_{max}$  was adjusted by the calibration to 0.32. The calibrated results show a significant improvement of Eckhart method although some of the extreme (highest and lowest) values do not match perfectly with those of the CMB method. However, globally the calibration results appear satisfactory based on the performance statistics (NSE=0.90,  $R^2=0.91$ , RMSE=0.09, Pbias = - 0.49) (Moriasi et al. 2007; Dis et al. 2015; Mehan et al. 2017; Njogy and Kitheka 2017).

With the Eckhardt calibrated method, the mean value of BFI is 0.41 very close to the mean value of the CMB method (0.45). Furthermore, the Kruskal Wallis mean rank test confirms that the Eckhardt calibrated method is similar to the CMB method at the confidence level of 95%.

The achievements of the present study have several potential applications: (i) the calibrated method can be used to compute daily base flow values over time from daily discharge at Samendeni gauge station or in other watersheds with similar hydrology and hydrogeology, (ii) the outputs of the calibrated method can be used for hydrological model calibration or (iii) for the investigation of climate change impact on base flow and groundwater or (iv) water management purposes.

### **Acknowledgements**

We wish to extend our thanks to those who provided technical and financial support to this work: Embassy of Denmark (DANIDA) that gave financial support for data collection, the World Bank McNamara Fellowship Program for its financial support which helped to get a great technical support for data analysis through a six months work at McMaster University (Canada), the Government of Burkina Faso through the Permanent Secretariat of IWRM (SP/GIRE) and all the government services which helped in data collection. All our gratitude to ours colleagues of the International Institute for Water and Environmental Engineering (2iE) and at McMaster University (Canada) who have read and improved this manuscript. Many thanks to the reviewers whose contributions have further enhanced the quality of this paper.

## CHAPITRE VI

### ÉTUDE DE LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE ET DES TERMES DU BILAN HYDRIQUE PAR LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

Dans ce chapitre nous avons pour objectif de déterminer avec suffisamment de précision les termes du bilan hydrique sur le Mouhoun supérieur. L'approche utilisée ici est basée sur la modélisation hydrologique. Le modèle SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) a été utilisé. Une analyse de la sensibilité de SWAT à ses paramètres a été réalisée sur le Mouhoun supérieur à Samendeni et à Nwokuy. À Samendeni, une calibration glissante sur une fenêtre de 5 ans sur différentes périodes de 18 ans a été effectuée sur la période 1963-2013 afin d'identifier la meilleure période de calibration. À Nwokuy un seul cas a été envisagé au regard de la taille de la série de données de débits disponibles (1965-1983). Le calage a été fait à Nwokuy sur la période sèche (1971-1983) et la validation sur la période humide (1965-1970). Que ce soit à Samendeni ou à Nwokuy 3 années (1960-1962) de données ont été utilisées pour l'initialisation du modèle (*Warm up period*). Nous avons privilégié la calibration automatique à travers l'utilisation de l'outil SWAT-CUP compte tenu du nombre de paramètres qui influencent la réponse hydrologique dans la zone d'étude.

## **CHAPITRE VI : ÉTUDE DE LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE ET DES TERMES DU BILAN HYDRIQUE PAR LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE**

### **VI.1. Les modèles hydrologiques: Généralités**

En hydrologie, les modèles sont considérés comme étant une représentation simplifiée d'un système très complexe qui est le bassin versant. La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est devenue incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE), à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes des risques hydrologiques. Les modèles hydrologiques n'ont pas tous un même objectif, mais en général permettent de décrire les différentes étapes de la transformation pluie-débit ainsi que les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages. La modélisation hydrologique est censée fournir des informations exploitables pour le dimensionnement des ouvrages hydrauliques, de protection contre les crues ou pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié. La modélisation hydrologique qualifiée en général de modélisation pluie-débit est désormais un volet important des sciences hydrologiques. Elle permet d'entreprendre l'étude du comportement des bassins versants à travers l'établissement de leur bilan hydrique (Gnouma 2006). Le concept de la modélisation hydrologique semble assez nouveau et l'état de l'art développé par Gnouma (Gnouma 2006) précise que les premiers modèles datent des années 1970. On pourrait aussi considérer que cette date correspond plutôt au début d'une vulgarisation de la modélisation dans le monde académique ou universitaire. En effet la conceptualisation de certains processus hydrologiques remonte à des dates beaucoup plus reculées avec par exemple Boussinesq (Boussinesq 1904), Maillet (Maillet 1905a), Horton (Horton 1933).

Un grand nombre d'applications des modèles hydrologiques de type pluie-débit portaient sur des bassins versants jaugés. Il s'agit des bassins dont on dispose des chroniques de données de pluie et de débits suffisamment longues pour les études hydrologiques. Mais la problématique des bassins versants non jaugés est devenue très vite une préoccupation des hydrologues, compte tenu des nombreux projets d'aménagements sur les petits bassins versants qui nécessitaient une prédétermination de la crue décennale ou centennale. En Afrique sahélienne et tropicale sèche par exemple, de nombreux efforts ont été réalisés par l'IRD (Ex ORSTOM) pour mettre en place des approches d'évaluation des crues de projets sur les bassins

versants non jaugés (FAO 1995). Les modèles ou normes proposés(e)s par ORSTOM ont été d'une très grande utilité et ont permis de réaliser la quasi-totalité des ouvrages de mobilisation, de régulation ou de gestion des ressources en eau dans le contexte sahélien et tropical sèche notamment au Burkina Faso où on dénombre plus d'un millier de petits barrages. Malheureusement, les outils proposés sont de plus en plus obsolètes avec les changements environnementaux et climatiques et méritent une réadaptation. Une étude récente (Nka 2016) a montré que dans le contexte Ouest africain, une révision des normes est nécessaire pour garantir un dimensionnement optimal et la durabilité des ouvrages hydrauliques faces aux aléas climatiques.

En outre, que ce soit sur les bassins versants jaugés ou non jaugés, un autre besoin en matière de modélisation hydrologique se fait davantage sentir avec l'avènement de la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE). Il s'agit de la modélisation orientée allocation de la ressource en eau. Cependant, en amont de chaque modèle d'allocation devrait exister un autre modèle qui simule bien la réponse hydrologique du bassin considéré et qui permet de prévoir à court, moyen et long termes la situation de la disponibilité de la ressource en eau. Cela permet d'anticiper sur les enjeux futurs en liens avec la gestion de l'eau et surtout de construire des projets de développement durable. C'est dans ce sens que Karambiri (Karambiri 2003) disait qu' *« à l'ère de l'hydrologie productiviste, succède une hydrologie de gestion durable des ressources en eau. Il ne suffit plus de concevoir de grands barrages pour la mobilisation des eaux, il faut également gérer au mieux les ressources existantes »*. Bien que la modélisation hydrologique demeure encore "l'objet" des scientifiques ou des techniciens initiés, elle est aujourd'hui plus que jamais un outil sur lequel le politique compte pour prendre des décisions avisées dans l'élaboration des programmes de développement que ce soit au niveau local, national ou régional. C'est ainsi que dans le cadre de l'élaboration des Schémas d'Aménagements et de Gestion de l'Eau (SAGE) qui constituent des programmes de développement durable au niveau local (bassin versant), la modélisation occupe une place importante. Elle fournit des éléments d'aide à la décision pour une planification durable et efficace de la mobilisation et de l'allocation de la ressource en eau.

Dans le cas précis de cette étude qui s'inscrit dans le cadre d'un SAGE, notre objectif est de comprendre (i) la réponse hydrologique de notre bassin versant (le complexe Ms-S), (ii) de déterminer les termes du bilan hydrique et de comprendre leur évolution dans le temps vis-à-vis des changements environnementaux et climatiques, afin d'orienter la prise de décision. Ainsi, l'identification d'un modèle adapté est-elle un préalable.

## VI.2. Typologie des modèles hydrologiques

De nombreuses publications scientifiques permettent d’avoir un état de l’art sur la typologie des modèles hydrologiques (Chkir 1994; De Marsily 1994; Blöschl and Sivapalan 1995; Refsgaard and Knudsen 1996; Coulibaly et al. 1999; Karambiri 2003; Gnouma 2006; Marchandise 2007; Sauquet et al. 2008; Praskievicz and Chang 2009; Clark et al. 2011; Trambauer et al. 2013; Devia et al. 2015; Sood and Smakhtin 2015; Kauffeldt et al. 2016). De la revue bibliographique, nous pouvons noter qu’en hydrologie, les chercheurs s’accordent en général sur le fait qu’un modèle hydrologique est une représentation simplifiée d’un système très complexe qui est le bassin versant (bassin versant réel ou topographique). Cependant, ils divergent par moment sur la typologie des modèles. Cette divergence est liée en général à la variable ou objet utilisé(e) pour la classification : espace, temps, processus etc. Un modèle peut donc appartenir à plusieurs classes en fonction des variables utilisées pour le décrire. En général, les divergences entre scientifiques en termes de classification des modèles hydrologiques ne sont pas perçues comme des contradictions mais plutôt comme un élément qui apporte une valeur ajoutée à la description de chaque modèle hydrologique. L’étude la plus récente qui nous a semblé la plus complète en matière de description des modèles hydrologiques est celle de Gnouma (Gnouma 2006). Ainsi, à quelques différences près la description des modèles hydrologiques dans la présente étude est faite sur la base de l’état de l’art sur les modèles hydrologiques développé par Gnouma (Gnouma 2006). Les classifications les plus usitées répertorient les modèles sur les critères relatifs, soit à la représentation dans l’espace (modèles globaux-modèles distribués), soit en rapport avec le type de représentation temporelle (événementiels - continus), selon la description des processus physiques (conceptuels vs. empiriques), selon le degré d’abstraction (physiques vs. Mathématiques). Selon la description de sa liaison avec les caractéristiques du bassin versant, le modèle peut être déterministe, stochastique ou mixte.

### VI.2.1. Classification selon la représentation spatiale

#### VI.2.1.1. Modèle Global

Dans un modèle global (*lumped model*) ou « boîte noire », le bassin est considéré comme une entité unique. Des relations empiriques (issues de l’expérience) relient les entrées et les sorties sans chercher à se rapprocher d’une loi physique.

#### VI.2.1.2. Modèle distribué

Le modèle distribué (*distributed model*), quant à lui, prend explicitement en compte la variabilité spatiale des processus et /ou des variables d’entrées et /ou des conditions aux limites

et /ou des caractéristiques du bassin versant. Dans les modèles distribués, le bassin versant est découpé en entités plus fines (mailles), à l'intérieur desquelles, les variations spatiales des paramètres et variables d'entrée sont négligées (Karambiri 2003).

### **VI.2.2. Classification selon la nature des variables**

En fonction du niveau de description des processus, le modèle peut être aussi déterministe, stochastique ou mixte. Les modèles déterministes considèrent que les paramètres et variables d'entrée ainsi que leur répartition spatio-temporelle sont connus d'une manière précise, alors que les modèles stochastiques considèrent ces mêmes grandeurs et leur distribution comme étant des variables aléatoires, donc représentées par une fonction de probabilité (Karambiri 2003).

### **VI.2.3. Classification selon la discrétisation temporelle**

Selon les objectifs recherchés à travers la modélisation, le comportement du bassin peut être reproduit uniquement pour des événements particuliers (typiquement des épisodes de crues) ou en continu sur une période plus ou moins longue englobant des périodes de temps sec (hors événement). Nous distinguons ainsi les modèles événementiels et les modèles continus.

#### **VI.2.3.1. Modèle événementiel**

Les modèles événementiels (*event-based model*) visent à reproduire la réponse du bassin en termes de débit lors d'un épisode pluvieux. Ce genre de modèle, qui n'est activé qu'au moment des pluies, nécessite de pouvoir préciser l'état initial du bassin en fonction des conditions climatiques antécédentes.

#### **VI.2.3.2. Modèle continu**

Les modèles continus (*continuous-time model*) permettent, quant à eux, de suivre l'évolution des variables d'état et/ou de sortie à plus long terme (Payraudeau 2002). Dès lors, certains processus ne peuvent plus être négligés dans les modèles continus en particulier l'évaporation et l'évapotranspiration. Ces modèles nécessitent donc des variables de condition aux limites (les précipitations, la température, le rayonnement solaire, le vent,...) supplémentaires par rapport aux modèles événementiels pour expliquer l'évolution des stocks d'eau sur le bassin pour une ou plusieurs années hydrologiques.

### **VI.2.4. Classification selon la description des processus**

Pour décrire les processus de cheminement d'une goutte de pluie tombée sur le bassin jusqu'à l'exutoire, nous avons recours le plus souvent à une simplification qui consiste à décomposer

le processus hydrologique en différents sous-processus qui peuvent être représentés séparément, ceci facilite aussi l'acquisition des données d'expérimentation.

#### *VI.2.4.1. Modèle empirique*

Les modèles **empiriques**, de type boîte noire, cherche à reproduire la dynamique des variables de sortie en fonction des variables d'entrée sans tenter de décrire les processus élémentaires.

#### *VI.2.4.2. Modèle conceptuel*

Les modèles **conceptuels** considèrent en général le bassin versant, après quelques simplifications du cycle de l'eau, comme un ensemble de réservoirs interconnectés. Par exemple dans les modèles conceptuels semi distribués tels que SWAT, l'espace y est discrétisé en sous-unité que l'on considère "homogène" en terme de caractéristiques physiques et/ou en terme de fonctionnement hydrologique. Plusieurs approches ont été développées pour mieux découper l'espace et intégrer ainsi une description de la variabilité spatiale des caractéristiques physiographiques du bassin dans la connaissance des processus hydrologiques.

### *VI.2.5. Classification selon le degré d'abstraction*

#### *VI.2.5.1. Modèles physiques*

Pour ce type de modèle, les équations ont été déduites à partir des principes de base de la physique (conservation de masse, quantité de mouvement, quantité d'énergie, ...), et dont la forme finale simplifiée contient des paramètres qui ont un sens physique. Ils représentent le système à une échelle réduite.

#### *VI.2.5.2. Modèles mathématiques*

Ils décrivent le processus hydrologique à l'aide des équations mathématiques qui relient les variables d'entrée et de sortie.

On pourrait toutefois ajouter d'autres types de catégorisation des modèles lorsqu'on fait une distinction entre l'hydrologie de surface et l'hydrologie souterraine (hydrogéologie). Autrement dit, notre objectif n'est pas de présenter de façon exhaustive les différents types de modèles hydrologiques existants, mais de faire une description sommaire de quelques types de modèles afin de comprendre l'esprit dans lequel les processus hydrologiques sont conceptualisés ou simulés à travers les modèles hydrologiques.

### *VI.2.6. Choix d'un modèle pour notre étude*

Sur le complexe Ms-S ou plus globalement sur la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni, de nombreux modèles ont déjà été utilisés, surtout des modèles hydrogéologiques au regard du potentiel aquifère des formations en place. Dans le cadre précis de l'élaboration

du Schéma d'Aménagements et de Gestion de l'Eau (SAGE) du Complexe Mouhoun supérieur - Sourou, le besoin d'un modèle de simulation de la réponse hydrologique s'avère primordial à plusieurs égards. En effet, les grands projets d'irrigation dans le complexe Ms-S utilisent des eaux stockées en surface à différents endroits à partir des barrages ou des dérivations du cours d'eau Mouhoun. C'est ainsi qu'une dérivation à partir d'un affluent du Mouhoun (le Kou) permet d'irriguer environ 2 400 ha de cultures vivrières à Bama, une localité proche de Bobo-Dioulasso. Une autre dérivation sur le Mouhoun sert à irriguer la plaine de Bazon (environ 460 ha). Dans la vallée du Sourou, la réalisation d'infrastructures complexes (barrage sur la rivière Sourou accompagné d'une dérivation du Mouhoun supérieur dans le Sourou) permet d'irriguer environ 8000 ha sur un potentiel estimé à 15000 ha. En plus des aménagements réalisés, il est prévu l'extension des périmètres irrigués dans la vallée du Sourou et la réalisation d'un périmètre irrigué de 21 220 ha à partir des eaux mobilisées par le barrage de Samendeni nouvellement construit (mis en eau en 2017). Compte tenu des infrastructures réalisées pour mobiliser les eaux de surface et des ambitions futures de développement, la nécessité de maîtriser la réponse hydrologique et l'ensemble des termes du bilan hydrique, ainsi que leur évolution dans le temps (avec les changements environnementaux et climatiques) s'avère indispensable.

Aussi, faut-il noter que le modèle à utiliser doit permettre de réaliser des simulations conjointes de la réponse hydrologique à Samendeni et à Nwokuy afin d'orienter les gestionnaires des ressources en eau sur la gestion du Système Samendeni Sourou (3S) présenté dans le Chapitre II. Il doit être aussi capable de prendre en compte les interactions eaux de surface et eaux souterraines au regard de la contribution importante des écoulements souterrains à l'écoulement total du Mouhoun. Cela passe notamment par une évaluation de la recharge qui est la composante des termes du bilan hydrique qui permet de comprendre la dynamique d'alimentation des nappes d'eau. En nous référant à la littérature sur les types de modèles, un tel modèle pourrait être distribué ou semi-distribué et conceptuel et/ou physique.

En somme, un modèle qui permet non seulement de simuler la réponse hydrologique et la composante souterraine, mais aussi d'analyser l'impact conjugué du climat et des activités anthropiques sur la réponse hydrologique globale des bassins versants serait pertinent pour accompagner l'élaboration des SAGE. Ce type de modèle a été qualifié de « **modèle intégré** » dans la présente étude. Il existe un très grand nombre de modèles hydrologiques. Cependant, les modèles dits intégrés au sens précisé dans cette étude sont peu nombreux. Avant de faire

un choix final d'outil de travail, nous avons considéré quelques modèles dits "intégrés" dans la littérature. Nous les décrivons de façon sommaire ci-dessous :

- Le modèle GSFLOW qui est dit « intégré » grâce à sa capacité à simuler conjointement les eaux de surface et souterraines. C'est un modèle distribué développé par United States Geological Survey (USGS) (Markstrom et al. 2008). Pour le moment la littérature en ligne laisse supposer que son utilisation concerne essentiellement des bassins américains (Hevesi et al. 2011). Cela n'est pas étonnant compte tenu du fait que le modèle date seulement de 2008. De plus, il s'agit d'un modèle distribué très gourmand en termes de besoins de données d'entrées (*inputs*). Une plateforme de l'USGS en ligne permet aux utilisateurs américains d'extraire un certain nombre de données, nécessaires pour faire tourner le modèle. Son usage dans notre contexte peut donc être relativement difficile.

- Le modèle couplé MODCOU (Ledoux 1980), un modèle hydrologique pluie-débit distribué, résultant d'une collaboration entre IRD (Ex ORSTOM) et l'École des Mines de Paris est aussi dit intégré car il simule à la fois les écoulements de surface et souterrains. Le modèle couplé (MODCOU) a été réalisé avec le souci d'une représentation aussi phénoménologique que possible d'un système hydrologique. L'espace du système étudié est divisé en deux ensembles : le domaine de surface et le domaine souterrain entre lesquels tous les échanges sont possibles. Spatialement chacun de ces domaines est représenté par une couche (éventuellement plusieurs pour le souterrain), elle-même découpée en mailles carrées élémentaires régulières dont la taille est fonction de l'échelle du système, de la connaissance du milieu étudié et de la variabilité des paramètres actifs dans le fonctionnement hydrologique local. Un tel modèle devrait pouvoir répondre aux objectifs que nous nous sommes fixés. Si nous avons été prudent quant au choix de ce modèle, c'est surtout lié à sa disponibilité (nous n'avons pas pu l'avoir en ligne), et à son application dans notre contexte (la documentation en ligne ne nous permet pas de le confirmer).

- Il y a aussi des modèles dits intégrés car issus de couplage d'un modèle hydrologique avec un modèle hydraulique. Ce type de modèles permet d'améliorer notamment la prévision des crues ou la gestion des inondations. C'est l'exemple typique du modèle développé par Lerat (Lerat 2009). Cependant, la pertinence de l'application d'un tel modèle dans la gestion intégrée des ressources en eau, notamment dans l'élaboration d'un SAGE ne semble pas avoir été démontrée.

- Un autre modèle pouvant être considéré comme intégré est le modèle SWAT. Le modèle SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) est un modèle hydrologique physique semi-distribué à interface SIG qui tient compte du climat, du couvert végétal et des pratiques socio-économiques (Awoye 2007) et bien d'autres données quand elles sont disponibles (sédimentation, pollution...). Certains auteurs le qualifient de modèle agro-hydrologique, conceptuel à base physique semi-distribué (Grusson 2016). C'est un modèle utilisé partout dans le monde avec succès pour étudier les termes du bilan hydrique, l'impact des changements environnementaux et du changement climatique sur les ressources en eau. SWAT est un outil à la fois pour les scientifiques (orienté recherche) et les techniciens (apporte des solutions pratiques). L'accès à la plupart des publications des études ayant utilisé le modèle SWAT sont disponibles sur le site ([https://www.card.iastate.edu/swat\\_articles/](https://www.card.iastate.edu/swat_articles/)). Nous avons dénombré sur ce site web plus de 1000 publications scientifiques en ligne entre 2016 et 2018 et plus de 230 publications en ligne pour seulement l'année 2018 qui est toujours en cours au moment de la rédaction de cette thèse. Nous y avons dénombré aussi 88 publications concernant l'utilisation de SWAT sur des bassins versants africains, dont une vingtaine de cas d'études sur l'Afrique de l'Ouest entre 2005 et 2018. Bien que le nombre d'études utilisant le modèle SWAT en Afrique de l'Ouest soit suffisamment limité, comparativement au nombre d'études sur des bassins occidentaux, américains et asiatiques, son utilisation dans le contexte Ouest Africain est très diversifiée et couvre les objectifs poursuivis dans le présent projet de recherche. En Afrique de l'Ouest, l'outil SWAT a été utilisé pour divers objectifs : analyse de sensibilité, simulation de la réponse hydrologique et/ou prévisions saisonnières (Schuol et Abbaspour 2006, 2007; Schuol et al. 2008; Ollivier and Ronald 2013; Ollivier et al. 2014; Gado Djibo et al. 2015; Sittichok et al. 2016; Chaibou Begou et al. 2016; Poméon et al. 2018), évaluation de l'impact des changements environnementaux et/ou climatiques sur la réponse hydrologique (H. Xie et al. 2011; Bossa et al. 2012b, a; Sood et al. 2013; Liersch et al. 2013; Krysanova et al. 2015; Awotwi et al. 2015; Aich et al. 2015; Angelina et al. 2015; Akpoti et al. 2016), simulation des débits solides et/ou transferts des polluants (H. Xie et al. 2011; Bossa et al. 2012b, a; Ollivier and Ronald 2013; Ollivier et al. 2014). Certains auteurs comme Trambauer (Trambauer et al. 2013) qui ont fait une étude de comparaison entre différents modèles de simulations hydrologiques qui prennent en compte l'occupation du sol ont tranché pour le modèle SWAT. SWAT a déjà fait ses preuves dans les études orientées Gestion Intégrée des Ressources en Eau et cela est vérifiable à travers de nombreuses études sur le sujet (Zhang and Xia 2009; Zhang et al. 2014; Ashraf Vaghefi et al. 2015; Grusson 2016; Hussen et al. 2018). Pour ce faire, différents modèles ont été considérés, mais notre choix final s'est porté sur le

model SWAT. Bien que ce modèle soit assez exigeant en termes de données d'entrées, les avancées significatives récentes dans le domaine de la télédétection permettent d'obtenir de nombreuses données sur des plateformes en ligne pour alimenter le modèle. Certaines données d'entrées sont directement téléchargeables sur le site de SWAT. Cette approche qui combine les données téléchargeables sur les plateformes en ligne et les données d'observations a été privilégiée dans la plupart des études antérieures.

Notre principal souci quant à l'utilisation de SWAT était en lien avec le schéma conceptuel qui gouverne les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans le modèle. La question centrale était de savoir si le schéma conceptuel de SWAT correspond à la réalité terrain de notre espace d'étude. En effet, comme mentionné dans le chapitre II, le Mouhoun supérieur est pourvu de nombreuses sources d'eau qui contribuent à alimenter le cours d'eau Mouhoun, traduisant ainsi une forte interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Si les sources d'eau remontent d'une nappe captive qui s'étale sur toute la zone d'étude, donc qui se distingue de la nappe phréatique sur toute l'extension de la zone d'étude alors, le modèle SWAT semble ne pas être indiqué. Ainsi, il ne permettra pas de prendre en compte les eaux des sources dans son schéma conceptuel à moins que nous disposions des informations sur la contribution individuelle de chaque source d'eau à l'écoulement total. Cette préoccupation a été éclairée sur la base des études antérieures (Dakoure 2003; Derouane 2010; Huneau et al. 2011) et d'une investigation géochimique et isotopique réalisée dans le cadre de cette étude. En effet, l'ensemble des investigations soutiennent le fait que le bassin sédimentaire de Taoudeni permet des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines au sein d'un aquifère globalement libre. Ainsi, en supposant que les sources d'eaux proviennent essentiellement de la nappe libre, leur contribution à l'écoulement total peut être prise en compte dans le modèle SWAT sous forme de débit de base. Le schéma conceptuel du modèle SWAT peut donc s'adapter à la réalité terrain de notre zone d'étude.

### **VI.3. Schéma conceptuel et principe de modélisation avec SWAT**

#### ***VI.3.1. Description générale***

Le modèle SWAT est un modèle hydrologique à base physique et semi-distribué avec une interface SIG, développé par des chercheurs du Département de l'Agriculture des États-Unis (USDA) (Arnold et al. 1998). Le schéma du module hydrologique de SWAT est représenté sur la Figure VI-1.

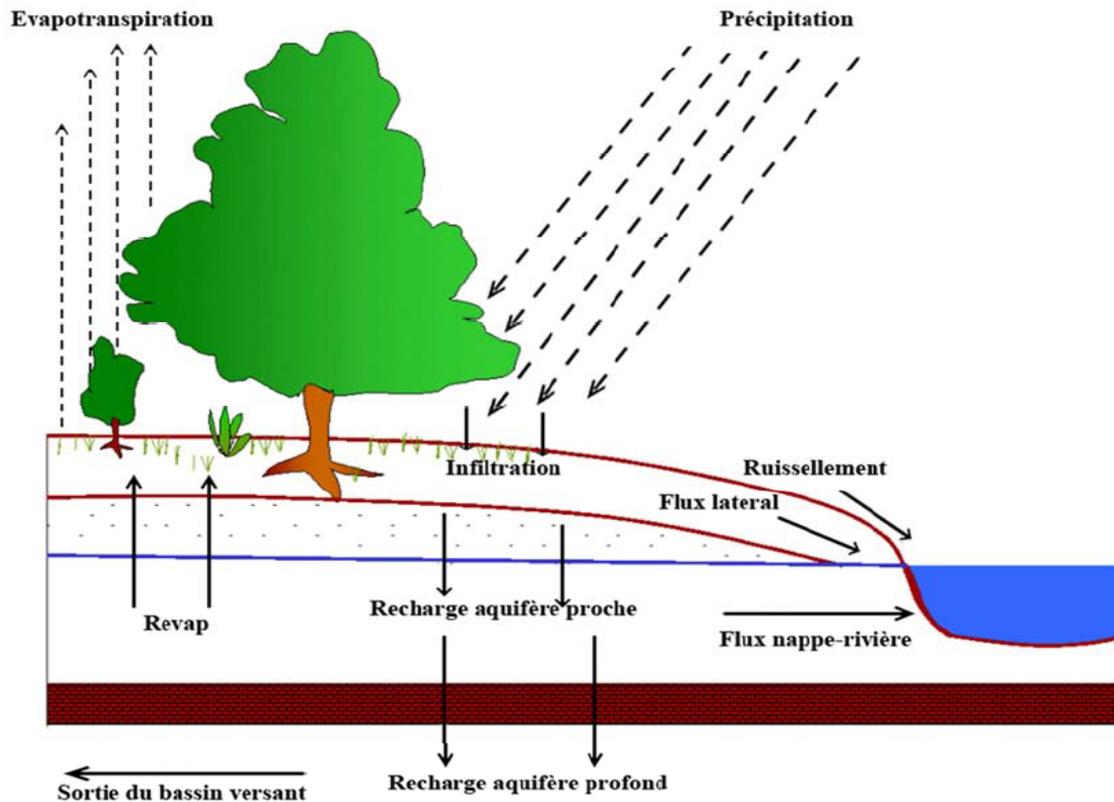


Figure VI- 1 : Schéma conceptuel du module hydrologique de SWAT (Revap=évaporation à partir de la nappe superficielle)

Plusieurs références fournissent une description détaillée du principe de modélisation avec SWAT (Biotteau et al. 2002; Lévesque et al. 2008; Grusson 2016). Le manuel de SWAT consultable au lien <https://swat.tamu.edu/documentation/> permet d'avoir l'intégralité des informations sur le modèle et surtout de comprendre le sens de chaque paramètre du modèle.

SWAT permet une discrétisation spatiale du bassin versant qui fait l'objet d'étude. La première unité de discrétisation spatiale est le sous-bassin versant, obtenu par le découpage du bassin versant à partir du modèle numérique de terrain (MNT) et du positionnement des exutoires de chaque sous bassin versant. En réglant l'aire de drainage minimum à la formation d'un cours d'eau à partir du MNT, on définit la précision du réseau hydrographique que l'on souhaite modéliser. Le découpage en sous-bassins est ensuite dépendant de ce réseau hydrographique puisqu'à chaque confluence sont placés deux exutoires et à chaque exutoire correspond un sous-bassin versant (Figure VI-3). Il est également possible par la suite d'ajouter manuellement des exutoires (séparation d'un sous bassin versant en 2), permettant d'agir sur le découpage automatique. Les sous-bassins peuvent donc être définis assez librement, du moment qu'il y a une cohérence topographique. Cette étape permet de définir la résolution

globale de la mise en œuvre du modèle. La seconde spatialisation des données est réalisée au sein des sous-bassins versants par la création des unités de réponse hydrologique (abrégées en anglais HRU). Ces dernières sont des zones homogènes en termes de caractéristiques physiques du milieu telles que la pente, la pédologie et l'occupation du sol (Figure VII-2). Elles sont obtenues par superposition de chacune de ces données puis par regroupement des zones ayant des caractéristiques similaires.

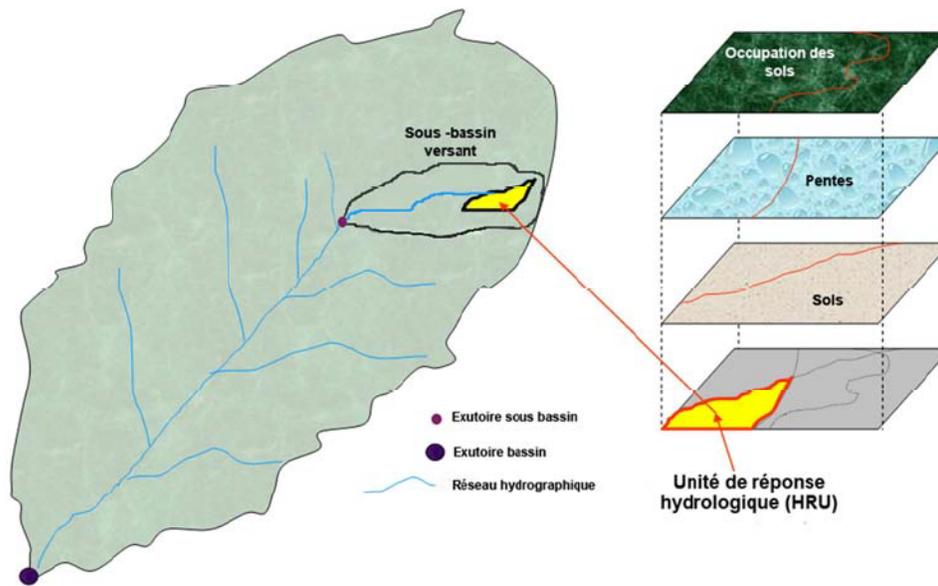


Figure VI- 2 : Description de la discrétisation spatiale de SWAT

### VI.3.2. Module hydrologique dans le modèle SWAT

La réponse hydrologique simulée au cours de la modélisation est basée sur l'équation du bilan hydrique des sols ci-dessous :

$$SW_t = SW_o + \sum_i^t (R_{jour} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw})i \quad (VI.1)$$

Où  $SW_t$  est la teneur en eau finale du sol (mm),  $SW_o$  est la teneur en eau initiale du sol (mm),  $R_{jour}$  est la hauteur de précipitation (mm),  $Q_{surf}$  est le ruissellement de surface (mm),  $E_a$  est l'évapotranspiration réelle (mm),  $W_{seep}$  est la quantité d'eau entrant dans la zone vadose (mm),  $Q_{gw}$  est le flux d'eau souterraine (mm) et  $t$  est le pas de temps (jour).

### ***VI.3.3. Le projet SWAT***

Pour la création du projet, le modèle SWAT a été utilisé de manière couplée à un système d'information géographique (SIG). ARCSWAT est le module permettant l'interaction entre le modèle Open Source et le logiciel de SIG. Dans le cas de la présente étude le logiciel SIG utilisé est ArcGIS. La version de ARCSWAT utilisée est ARCSWAT 2012 disponible sur <http://swat.tamu.edu/>.

### ***VI.3.4. Définition des sous-bassins versants dans le cas de la présente étude***

Comme mentionné précédemment, la définition des sous-bassins versants d'un projet SWAT découle de la définition du réseau hydrographique, elle-même basée sur la topographie. Elle est donc également influencée par la résolution du modèle numérique de terrain utilisé. L'utilisateur définit un seuil de surface drainée à partir de laquelle il y a création d'un cours d'eau. Un sous-bassin est ensuite défini automatiquement entre chaque confluence du réseau hydrographique. Des exutoires peuvent par la suite être ajoutés manuellement, supprimés ou déplacés permettant de fractionner des sous-bassins versants. Dans le cadre de la présente étude vingt-cinq (25) sous-bassins versants ont été définis à partir des exutoires placés manuellement en tenant compte des réalités terrains et des ambitions des acteurs de la GIRE dans le cadre de la réalisation des SAGE. Certains exutoires correspondent à des stations hydrométriques installées sur le terrain et d'autres permettent de délimiter des sous-bassins importants qui peuvent présenter un intérêt particulier dans l'élaboration du SAGE Samendeni Sourou (SAGE 3S). Le fait de considérer des exutoires avec des stations hydrométriques (données de débits observés) a surtout pour intérêt, le calage du modèle qui sera réalisé dans les sections suivantes.

### Légende

- ▲ Station Pluviométrique
- Exutoire Principal : Nwokuy
- Station hydrométrique
- Exutoire non jaugé
- Cours d'eau secondaire
- Principaux cours d'eau
- Sous bassins versants
- Mouhoun supérieur d'exutoire Nwokuy

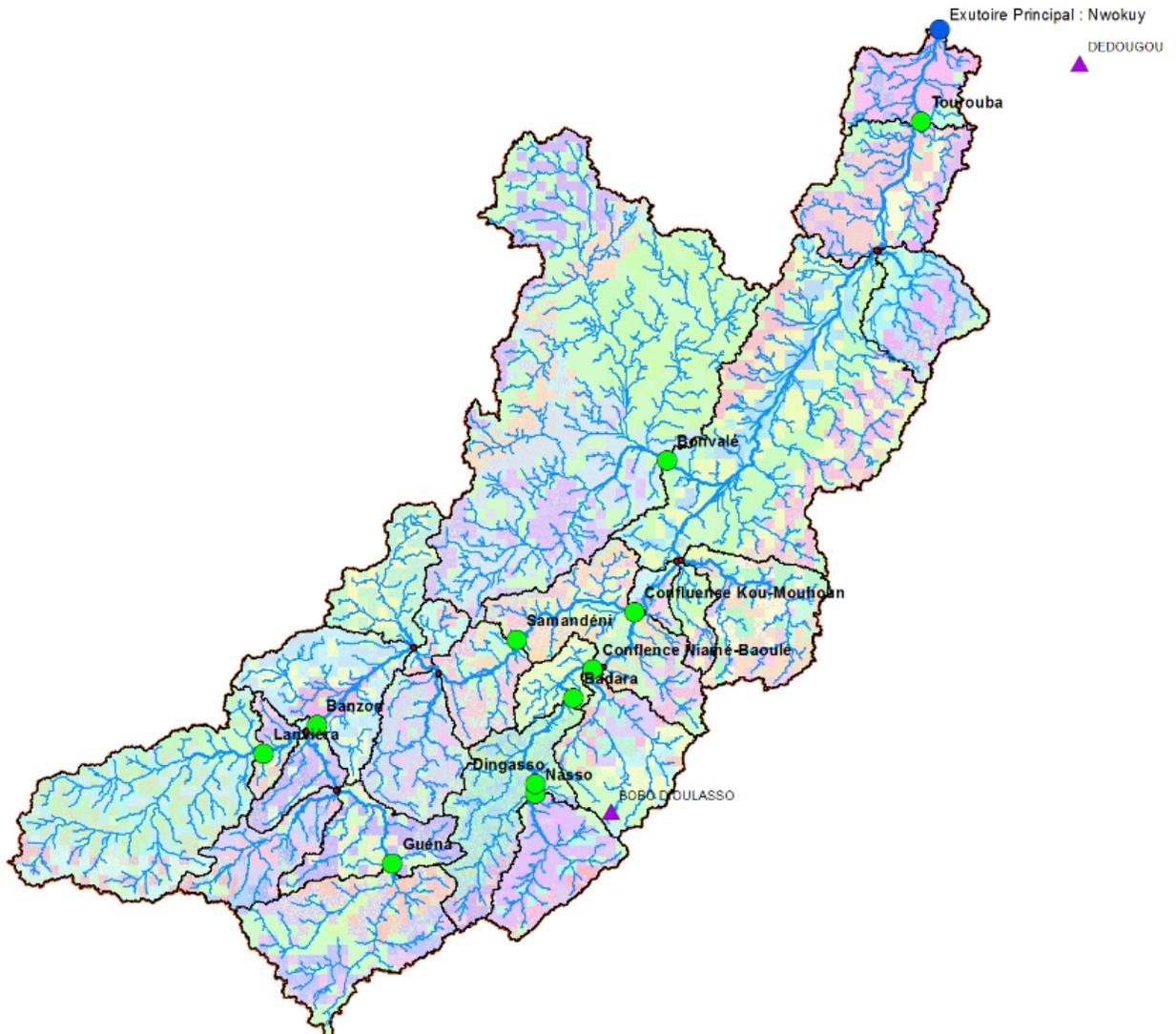


Figure VI-3 : Découpage du Mouhoun supérieur en 25 sous-bassins versants

### **VI.3.5. Définition des Unités de Réponse Hydrologique**

Comme décrit dans le fonctionnement du modèle, les sous-bassins du projet sont discrétisés en HRU à partir de la compilation des données de pentes, de sols et d'occupation du sol. Le modèle crée donc une HRU pour chaque combinaison possible de ces trois types de données. Comme pour les sous-bassins, l'utilisateur peut toutefois exercer un choix sur la manière dont les HRU sont générées. Par exemple, l'utilisateur peut déterminer un seuil, en pourcentage, en dessous duquel un type de donnée ne sera pas considéré dans la création des HRU. Nous avons fixé ce seuil à 10% pour les trois types de données utilisées sur la base des recommandations tirées de l'étude de Grusson (2016). Autrement dit dans chaque HRU, les classes de types de sols, d'occupation de sols et de pente représentent chacune au moins 10% de l'ensemble de la superficie totale du bassin versant. Cela ayant pour effet de limiter le nombre de HRU générées. Le choix de ce seuil permet aussi d'écarter des valeurs de paramètres relativement anecdotiques en termes de surface (Grusson 2016). Il peut également avoir un impact important sur les temps de calcul du modèle puisque ces derniers sont réalisés à l'échelle des HRU. Pour l'ensemble de la zone d'étude, 232 HRU ont été définies de façon automatique.

### **VI.4. Les données du projet SWAT**

Elles sont diverses et multi-sources. Il s'agit :

#### Données d'occupation du sol

Les données cartographiques d'occupation du sol utilisées dans la présente étude proviennent pour certaines de l'Institut Géographique du Burkina Faso (IGB), notamment de la Base de données Nationales d'Occupation des Terres (BNDT) de 2002. Pour prendre en compte la dynamique évolutive de l'occupation du sol dans la modélisation, les résultats d'une analyse diachronique de l'occupation du sol du bassin versant considéré ont été utilisés (cet aspect sera traité dans le chapitre VII).

#### Données sur les types de sol

Les cartes pédologiques disponibles à l'IGB n'intègrent pas de données sur les conditions hydriques du sol. Pour cette étude, nous avons donc opté d'utiliser les données de sols réalisées par la FAO. Ce sont des cartes à l'échelle 1/500 000, bien qu'elles présentent un niveau de détails moins intéressant que celui de l'IGB, elles ont l'avantage d'intégrer des données sur les caractéristiques hydriques des sols. Ces données sont téléchargeables gratuitement sur le site de la FAO à travers le lien suivant : <http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/soil-maps-and-databases/faounesco-soil-map-of-the-world/en/>.

❑ Données topographiques

Pour la prise en compte de la topographie, un Modèle Numérique de Terrain (MNT) a été utilisé. Il s'agit des données topographiques de type ASTER GDEM de résolution 30 m accessibles via le site web de USGS (*United State Geological Survey*) : <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

❑ Données Climatiques

Les données climatiques utilisées sont de plusieurs catégories:

- (i) Pluies journalières, températures minimales et maximales journalières : ces données sont celles de deux stations synoptiques (Bobo-Dioulasso et de Dedougou) et couvrent la période 1960-2013 (54 années de données). Elles sont fournies par l'Agence Nationale de la Météorologie (ANAM) du Burkina Faso.
- (ii) Humidité relative, ensoleillement, vitesse du vent ont été simulés directement par le modèle SWAT pour la zone d'étude sur la base des données « *Global Weather Data* » disponibles sur le site web : <http://www.waterbase.org/>. Ces données ont été formatées pour être directement utilisées dans le modèle SWAT.

❑ Données hydrométriques

Dans la présente étude, notre intérêt est de simuler la réponse hydrologique sur le complexe Mouhoun supérieur Sourou. À priori, on pourrait considérer la station de Manimenseo installée après la confluence Mouhoun-Sourou (cf. Chapitre III, Figure III-1). Cela permet en effet de prendre en compte le complexe Ms-S sur toute son étendue dans la modélisation hydrologique. Malheureusement, les données de la station de Manimenseo présentent non seulement beaucoup de lacunes mais aussi, la station est sous l'influence du réservoir de Lery. La seconde station qui permet de prendre en compte une grande partie de la zone d'étude est celle de Nwokuy. Cependant, le bassin versant associé à la station de Nwokuy ne prend pas en compte le sous bassin versant du Sourou mais intègre le Mouhoun supérieur presque dans sa totalité. Les apports en eau du Sourou peuvent être considérés comme négligeables par rapport aux apports en eau du Mouhoun supérieur. Par conséquent, la simulation de la réponse hydrologique sur le Mouhoun supérieur représente approximativement celui du Complexe Ms-S. En effet, les études de réalisation du barrage de Lery ont montré la faiblesse des apports du Sourou liée au contexte hydrologique du Sourou. De nombreux lacs endoréiques dans le Sourou permettent de stocker temporairement l'eau qui est par la suite, soit évaporée, soit infiltrée. La station de Nwokuy placée à l'amont du barrage de Lery a donc été retenue dans le cadre de cette étude pour la simulation de la réponse hydrologique dans le Mouhoun supérieur. Bien que cette

station soit influencée par le plan d'eau du barrage de Lery depuis l'année 1984 (cf. chapitre III), il y a une série de données de débits sur la période 1965-1983 qui est exploitable pour la calibration et validation du modèle hydrologique. De plus, dans le cadre du SAGE, un autre sous bassin versant qui mérite une attention particulière est celui de Samendeni, compte tenu de la réalisation du barrage de Samendeni et les projets d'aménagements agricoles et hydro-électrique associés à la réalisation de ce barrage. La station de Samendeni qui dispose d'une longue série de données de débits (1960-2013) avec moins de lacunes a donc été utilisée en plus de la station de Nwokuy dans le cadre de cette étude. Les autres stations à débits dans le Mouhoun supérieur présentent assez d'anomalies (courbes de tarage obsolètes, pannes de stations etc...). Ces stations avec peu de données ou dont les données présentent de nombreuses lacunes ont été surtout utilisées pour tester les performances du modèle SWAT calibré à simuler la réponse hydrologique d'un sous-bassin non jaugé. Les données hydrométriques utilisées proviennent du Système National d'Information sur l'Eau (SNIEau) géré par la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) du Burkina Faso.

#### **VI.5. Analyse de la sensibilité du modèle SWAT par rapport à certains de ses paramètres**

L'analyse de sensibilité d'un modèle est une étape préalable à toute calibration d'un outil de modélisation, particulièrement lorsque ce dernier comporte un nombre important de paramètres susceptibles d'être modifiés comme c'est le cas pour le modèle SWAT. Le but de l'analyse de sensibilité dans ce cas consiste à identifier les paramètres du modèle qui auront une forte influence sur les simulations pour une configuration donnée du modèle (Grusson 2016). L'analyse de sensibilité, tout comme la procédure de calibration présentée par la suite, a été réalisée via le logiciel SWAT-CUP Version 5.1.6.2 (Abbaspour 2015). Ce logiciel est un programme externe à SWAT facilitant la manipulation et la modification des paramètres du modèle. Pour la présente étude, une analyse de sensibilité dite « one-at-the-time » a été réalisée, telle que décrite par Abbaspour (Abbaspour, 2015). Cette approche consiste à modifier les paramètres considérés les uns après les autres pour évaluer leur influence sur la simulation produite. L'avantage de cette approche est la simplicité de réalisation, malgré le fait qu'elle ne permette pas de détecter l'effet de la modification conjointe de plusieurs paramètres (Grusson 2016). Ainsi, vingt-deux (22) paramètres ont été retenus pour les tests de sensibilité du modèle sur la base d'une recherche bibliographique sur l'utilisation de SWAT dans le contexte Ouest Africain (Schuol et Abbaspour 2006; Laurent et Ruelland 2010; Bossa et al. 2012a; Sood et al. 2013; Awotwi et al. 2015; Sittichok et al. 2016; Chaibou Begou et al. 2016; Akpoti et al. 2016;

Poméon et al. 2018). Pour chacun des paramètres considérés, cinq (5) simulations sur toute la série de données disponibles (1960 -2013) à Samendeni et (1965-1983) à Nwokuy ont été réalisées en modifiant la valeur du paramètre à chaque simulation afin d'en évaluer l'impact. La sélection des valeurs des paramètres est faite via une procédure d' « hypercube latin » permettant de couvrir l'étendue des valeurs possibles que peut prendre chaque paramètre (McKay et al. 1979). Le Tableau VI-1 présente les paramètres soumis à l'analyse de sensibilité et leur signification. Les 14 premiers paramètres présentés dans le Tableau VII-1 se sont montrés assez influents vis-à-vis de la réponse hydrologique lors du test de sensibilité.

**Tableau VI- 1 : Paramètres testés lors de l'analyse de sensibilité**

ID	Paramètres	Définition
1	CN_2 (Relative from HRU values)	SCS curve number (coefficient des courbes de ruissellement)
2	ALPHA_BF	Coefficient de tarissement de la nappe souterraine (Jour <sup>-1</sup> )
3	GWQMN Relative from default values=1000)	Profondeur minimale pour qu'il y ait un écoulement souterrain qui débouche sur une rivière (mm)
4	GW_DELAY Relative from default values=31)	Délai de recharge de l'aquifère (j)
5	RCHRG_DP (Relative from default values=0.05)	Coefficient de percolation vers la nappe profonde
6	GW_REVAP	Coefficient d'évaporation à partir de la nappe souterraine
7	SURLAG	Coefficient de délai du ruissellement
8	REVAPMN	Seuil d'évaporation à partir de la nappe souterraine (mm)
9	SOL_AWC (Relative from Soils layers values)	Reserve en eau utile du sol
10	CANMX	Maximum du taux de couverture végétale
11	ESCO	Facteur sol d'évaporation du sol en fonction de la profondeur
12	EPCO	Facteur végétal d'évaporation du sol en fonction de la profondeur
13	CH_N2	Coefficient de Manning des chenaux principaux
14	OV_N	Coefficient de Manning de l'ensemble du réseau hydrographique
15	DEEPST	Niveau initial en eau de l'aquifère profond (mm).
16	SHALLST	Niveau initial en eau de l'aquifère peu profond
17	GWHT	Hauteur d'eau initiale de l'aquifère (m).
18	LAI_INIT	Indice de surface foliaire initiale
19	CH_S2	Pente moyenne du principal cours d'eau
20	CH_K2	Perméabilité des berges des chenaux principaux (mm.h-1)
21	CH_N1	Coefficient de Manning des cours d'eau secondaires
22	EVLAI	Indice de surface foliaire a partir duquel l'évaporation depuis les cours d'eau cesse

## **VI.6. Calibration du modèle SWAT sur le Mouhoun supérieur**

### ***VI.6.1. Principe de calibration***

Une fois les paramètres sensibles du modèle déterminés, une calibration du modèle est réalisée. La procédure de calibration, réalisée à l'aide du logiciel SWAT-CUP, est menée à bien par l'utilisation de l'algorithme d'optimisation SUFI-2 (Abbaspour 2015). Cette procédure, largement utilisée par la communauté d'utilisateurs de SWAT permet d'obtenir le meilleur calage avec un nombre limité de répétitions (Grusson 2016). Cette méthodologie est également basée sur l'utilisation de l'« hypercube latin » pour sélectionner des paramètres dans des intervalles définis par l'utilisateur (McKay et al. 1979). Au début du calage l'intervalle de chaque paramètre a été déterminé au regard de la littérature existante pour le modèle SWAT, et plus spécifiquement celle concernant des bassins versants ouest africains. Pour le choix des intervalles de calibration, on a aussi tenu compte de la réalité hydrologique du bassin versant notamment en fixant certains paramètres qui ont été déterminés avec la caractérisation hydrologique du bassin versant. C'est par exemple le cas du coefficient de tarissement (ALPHA\_BF). Pour la calibration proprement dite, on répète plusieurs itérations. Chaque itération est faite de plusieurs simulations. Environ 500 simulations sont recommandées à chaque itération (Abbaspour 2015). Mais, entre 200 et 300 simulations par itération peuvent être acceptées dépendamment de la taille du projet (espace couvert) (Abbaspour 2015) ou des performances des outils de travail. Pour cette étude, nous avons réalisé sur chaque période de calibration 20 itérations de 500 simulations. En effet, nous avons constaté qu'après 17 itérations de 500 simulations, les critères de performance du modèle n'évoluaient plus. Nous avons donc opté pour 20 itérations sur chaque période de calibration, dans le but de faciliter aussi la comparaison de la performance du modèle sur différentes périodes de calage. Le nombre d'itérations (20) semble élevé car pour (Abbaspour 2015) seulement quatre à cinq itérations de 500 simulations devraient suffire pour atteindre les performances maximales. Nous ne saurons justifier pourquoi dans notre cas il a fallu 17 itérations avant d'obtenir les valeurs optimales des paramètres de calibration. Néanmoins, la taille de la zone d'étude, les hétérogénéités observées en matière de type de sols et de types d'occupation des terres, ainsi que la précision des données utilisées pourraient un tant soit peu justifier le fait qu'il faille réaliser plusieurs itérations de plusieurs simulations avant d'atteindre une bonne calibration.

### **VI.6.2. Choix des périodes de calage et de validation**

Nous avons opté pour un calage conjoint à Nwokuy et à Samendeni. En effet, l'étude de sensibilité a permis de constater que les paramètres pertinents à Samendeni sont similaires à ceux de Nwokuy. Pour la station de Samendeni qui présente une longue série de données 1960 à 2013, trois années (1960-1962) ont été utilisées pour la mise en route du modèle (**Warm up period**) et la période de calibration proprement dite a concerné la période 1963-2013. En outre, pour la station de Samendeni, nous avons recherché une meilleure période de calibration. Autrement dit, la calibration a concerné différentes périodes. Quatre cas ont donc été envisagés sur le Mouhoun à Samendeni : un calage sur toute la longueur de la période sèche (1971-2013) suivi de la validation sur la période humide (1963-1970) et un calage sur trois parties différentes de la période sèche en considérant des intervalles de 18 ans et en glissant sur une fenêtre de 5 ans. Cette dernière approche donne les trois cas suivants :

- (i) un calage sur la période 1971-1995 (période sèche) suivi d'une validation sur les périodes 1963-1970 (période humide) et 1996-2013 (période sèche) ;
- (ii) un calage sur 1979-2001 (période sèche) et validation sur les périodes 1963-1970 (période humide), 1971-1978 (période sèche avant période de calage) et 2002-2013 (période sèche après période de calage) ;
- (iii) un calage sur 1985-2013 (période sèche) et validation sur 1963-1970 (période humide) et 1971-1984 (période sèche).

La période humide ne concerne que 5 années de données complètes, il ne nous semble donc pas pertinent d'envisager le calage sur la période humide et tester le résultat sur la période sèche.

À Nwokuy un seul cas de calage a été envisagé compte tenu de la longueur de la série (1965-1983). Le calage a été fait à Nwokuy sur la période sèche (1971-1983) et la validation sur la période humide (1965-1970). Mais à chaque fois que le modèle est exécuté pour la calibration à la station de Samendeni, il est aussi paramétré pour fournir des résultats à la station de Nwokuy. Le schéma simplifié de notre démarche méthodologique est présenté à l'Annexe VI-1.

### **VI.6.3. Critères de performance du modèle**

À travers l'observation visuelle des hydrogrammes simulés et observés, l'on peut donner une appréciation approximative de la qualité de l'ajustement. En plus de cette comparaison visuelle et approximative, la performance du modèle peut être évaluée quantitativement sur la base de

plusieurs critères statistiques. Dans le cadre de la présente étude nous utiliserons trois de ces critères de performance beaucoup utilisés en hydrologie :

(i) le critère de Nash-Sutcliffe (Nash and Sutcliffe 1970), noté en générale NS ou NSE. Le coefficient de Nash-Sutcliffe mesure le degré d'ajustement entre les valeurs observées et simulées. Ce coefficient est calculé comme suit :

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (VI.2)$$

- $\bar{O}$ : débit moyen observé ( $m^3/s$ );
- $O_i$  : débit observé au pas de temps  $i$  ( $m^3/s$ );
- $S_i$  : débit simulé au pas de temps  $i$  ( $m^3/s$ ) ;
- $N$  : le nombre de valeurs de la série.

(ii) le coefficient de détermination  $R^2$

$R^2$  décrit la dispersion combinée des séries observées et simulées en comparaison des dispersions de chacune des séries. Il est compris entre 0 et 1 et une augmentation de sa valeur indique une diminution de l'erreur de la variance.

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O}_i)(S_i - \bar{S}_i)}{\sqrt{(\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O}_i)^2)} \sqrt{(\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S}_i)^2)}} \quad (VI.3)$$

(iii) Le pourcentage de biais (PBIAS), (Gupta et al. 1999; Dawson et al. 2007)

Le PBIAS exprime en pourcentage le biais moyen existant entre la série de données observées et la série de données simulées. Il est compris en -100% et +100%, une valeur négative indiquant une sous-estimation du débit et une valeur positive indique une surestimation (Grusson 2016). Une valeur nulle indique une parfaite description de l'observation, ce critère doit donc être minimisé (Grusson 2016).

$$PBIAS (\%) = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^2 * 100}{\sum_{i=1}^N O_i} \right] \quad (VI.4)$$

Le NS est compris entre  $-\infty$  et 1. La valeur maximale étant 1, correspondant à une corrélation parfaite entre les valeurs observées et celles simulées. Les valeurs des paramètres ajustés sont considérées comme satisfaisantes lorsque les valeurs de  $NS \geq 0.5$ ,  $R^2 \geq 0.5$  ;  $-25\% \leq PBIAS \leq +25\%$  pour une simulation des débits liquides (Moriassi et al. 2007).

### **VI.7. Résultats des simulations et performances du calage**

Les valeurs des paramètres de calage sont consignées dans le tableau VI-2. Ces valeurs varient en général légèrement d'une période de calibration à l'autre à Samendeni. Cela montre aussi qu'il peut y avoir différents jeux de paramètres qui donnent des résultats satisfaisants en calibration. Aussi a-t-on constaté que les valeurs obtenues avec la meilleure calibration à Samendeni donnaient aussi une grande satisfaction en termes de calibration à la station de Nwokuy. Les statistiques indiquant les performances de la calibration à Nwokuy (Tableau VI-4) sont du même ordre ou légèrement meilleures que celles obtenues à Samendeni (Tableau VI-3).

**Tableau VI- 2: Valeurs des paramètres utilisés dans le calage**

Paramètres	Définition	Valeurs issues du calage			
		1971-2013	1971-1995	1979-2001	1985-2013
CN_2 (Relative from HRU values)	SCS curve number	-2.11	-5.2	-4.04	-3.01
ALPHA_BF	Coefficient de tarissement de la nappe souterraine (Jour <sup>-1</sup> )	0.01485	0.01485	0.01485	0.01485
GWQMN Relative from default values=1000)	Profondeur minimale pour qu'il y ait un écoulement souterrain qui débouche sur une rivière (mm)	2	50	5	7
GW_DELAY Relative from default values=31)	Délai de recharge de l'aquifère (j)	1	0.5	0.5	3
RCHRG_DP (Relative from default values=0.05)	Coefficient de percolation vers la nappe profonde	0.3	0.09	0.5	0.47
GW_REVAP	Coefficient d'évaporation à partir de la nappe souterraine	0.2	0.2	0.2	0.2
SURLAG	Coefficient de délai du ruissellement	1	7	2	1
REVAPMN	Seuil d'évaporation à partir de la nappe souterraine (mm)	422	257	511	602
SOL_AWC (Relative from Soils layers values)	Reserve en eau utile du sol	-0.13	0.1	0.27	0.04
CANMX	Maximum du taux de couverture végétale	21	13	10	13
ESCO	Facteur sol d'évaporation du sol en fonction de la profondeur	0.8	0.8	0.8	0.8
EPCO	Facteur végétal d'évaporation du sol en fonction de la profondeur	0.9	0.8	0.8	0.9
CH_N2	Coefficient de Manning des chenaux principaux	0.22	0.27	0.3	0.21
OV_N	Coefficient de Manning de l'ensemble du réseau hydrographique	28	20	30	19

**Tableau VI- 3: Résumé des performances du modèle en calage et validation à Samendeni**

Recherche d'une meilleure période de calibration à Samendeni	Période de calage	Performance de la calibration		Période de validation	Performance de la validation	
		R <sup>2</sup>	NS		PBIAS	R <sup>2</sup>
1er Cas	1971-2013	R <sup>2</sup>	0.65	1963-1970	R <sup>2</sup>	0.83
		NS	0.63		NS	0.69
		PBIAS	-6.40%		PBIAS	27.20%
2e Cas	1971-1995	R <sup>2</sup>	0.65	1963-1970	R <sup>2</sup>	0.84
		NS	0.62		NS	0.69
		PBIAS	11%		PBIAS	27.20%
		1996-2013	R <sup>2</sup>		R <sup>2</sup>	0.7
			NS		NS	0.67
			PBIAS		PBIAS	13.70%
3e Cas	1979-2001	R <sup>2</sup>	0.65	1963-1970	R <sup>2</sup>	0.84
		NS	0.64		NS	0.71
		PBIAS	-9%		PBIAS	19%
		1971-1978	R <sup>2</sup>		R <sup>2</sup>	0.74
			NS		NS	0.72
			PBIAS		PBIAS	20%
		2002-2013	R <sup>2</sup>		R <sup>2</sup>	0.7
			NS		NS	0.68
			PBIAS		PBIAS	6%
4e Cas	1985-2013	R <sup>2</sup>	0.65	1963-1970	R <sup>2</sup>	0.8
		NS	0.64		NS	0.71
		PBIAS	10%		PBIAS	24%
		1961-1984	R <sup>2</sup>		R <sup>2</sup>	0.7
			NS		NS	0.68
			PBIAS		PBIAS	11%

**Tableau VI- 4 : Résumé des performances du modèle en calage et validation à Nwokuy**

Période de calage	Performance de la calibration		Periode de validation	Performance de la validation	
1971-1983	R <sup>2</sup>	0.67	1965-1970	R <sup>2</sup>	0.70
	NS	0.66		NS	0.70
	PBIAS	3.30%		PBIAS	8.1%

À Samendeni, la meilleure performance du modèle est obtenue en calage sur la période 1979-2001. Avec (R<sup>2</sup>, NS, PBIAS) = (0.65, 0.64, -9.1%) comme performance de calage sur la période

1979-2001 (calage à pas de temps mensuel). Les résultats de la validation étant : (i) sur la période humide (1963-1970), ( $R^2$ , NS, PBIAS) = (0.84, 0.71, 20%); (ii) sur la période sèche avant la période de calage (1971-1978), ( $R^2$ , NS, PBIAS) = (0.74, 0.72, 19%) et (iii) sur la période sèche après la période de calage (2002-2013), ( $R^2$ , NS, PBIAS) = (0.70, 0.68, 6%). Bien que les fonctions critères en calage et en validation soient intéressantes, on constate que la plupart des pics sont moins bien simulés surtout pour le cas de la validation sur la période humide (1963-1970) (Figure VI-4). Par contre, le modèle simule de manière satisfaisante les basses eaux (Figure VI-4 et Figure VI-5). Il convient de noter que lors du calage, nous avons rencontré un dilemme. En effet, l'ajustement de certains paramètres (voir la section suivante) permettait d'obtenir une meilleure simulation des crues et de meilleures statistiques de calage. Par contre quand les pics sont bien simulés, les basses eaux ne le sont pas. Une bonne simulation des étiages dégrade aussi la qualité de la simulation des hautes eaux et les statistiques de calage. Cependant, elle améliore la forme globale de l'hydrogramme de crue durant la phase de tarissement. L'objectif de cette modélisation étant orienté vers la gestion des ressources en eau, une bonne simulation des étiages nous paraît tout à fait importante voire nécessaire. D'ailleurs le fait de réaliser une calibration à pas de temps mensuel, fait que le modèle ne soit pas indiqué pour une gestion des crues ou des inondations. Nous avons donc opté pour une bonne simulation des basses eaux au détriment de la bonne simulation des pics.

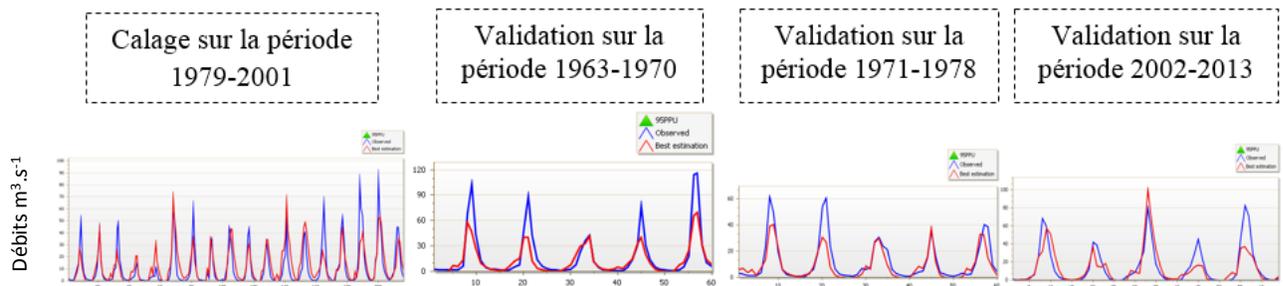


Figure VI- 4 : Résultats de la calibration à la station de Samendeni

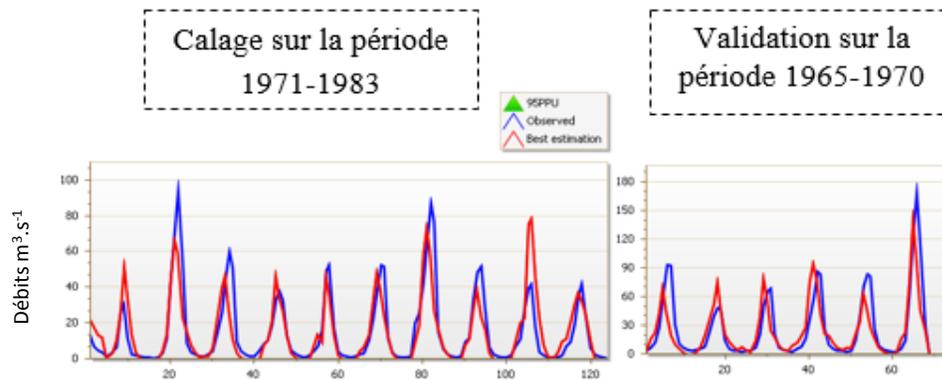


Figure VI- 5 : Résultats de la calibration à la station de Nwokuy

### **VI.8. Analyse de la sensibilité des variables utilisées**

Les paramètres qui ont eu une influence significative sur la réponse hydrologique durant l'analyse de la sensibilité avec SWAT-CUP peuvent être regroupés en trois catégories :

- (i) Ceux qui sont en relation avec le processus de ruissellement et de la réserve en eau du sol (CN\_2, SOL\_AWC, SURLAG, OV\_N, CH\_N2),
- (ii) Ceux qui sont en lien avec la dynamique de la nappe souterraine (GW\_DELAY, RCHRG\_DP, GW\_REVAP, GWQMN, ALPHA\_BF, REVAPMN),
- (iii) Et enfin, ceux qui rendent compte de l'évaporation à la fois des eaux de surface, des eaux souterraines et de l'intensité du couvert végétal (ESCO, EPCO, CANMX).

Le sens de chaque paramètre est précisé dans le Tableau VI-1.

Lors de l'étude de sensibilité et du calage du modèle SWAT, nous avons constaté qu'une augmentation de la percolation profonde (RCHRG\_DP) entraîne une augmentation des débits simulés. Cela est a priori paradoxal. Cependant, dans le cas précis de cette étude, nous donnons la justification suivante : la recharge de la nappe est accompagnée de sa vidange à travers les nombreuses sources d'eau pérennes. Et c'est d'ailleurs ces sources d'eau qui maintiennent le cours d'eau permanent tout au long de l'année hydrologique. Le fait que l'augmentation de la recharge entraîne l'augmentation de l'écoulement total du Mouhoun, témoigne donc de l'influence de la recharge sur les débits des sources d'eau. Plus la recharge est importante durant les mois pluvieux, plus les débits des sources augmenteraient pour maintenir un écoulement consistant durant la phase de tarissement (Octobre/Novembre à Avril). Bien que la valeur du paramètre RCHRG\_DP (0.5/1) obtenue en calage nous paraît évidemment exagérée (trop grand probablement !), elle rappelle les résultats obtenus avec la géochimie et l'isotopie qui ont mis en évidence une recharge actuelle importante dans la zone d'étude. Autrement dit, ce résultat de la modélisation corrobore les conclusions des études isotopiques. Aussi les termes du bilan hydrique présentés dans la suite de ce rapport mettent-ils en évidence une recharge assez importante dans la zone d'étude. Cela laisse supposer que parmi les actions qui permettent de maintenir la pérennité du cours d'eau Mouhoun, pourrait figurer la recharge artificielle expérimentée dans certains pays en zones tempérées. La recharge artificielle de l'eau a aussi pour avantage de réduire conséquemment les pertes par évaporation constatées avec les stockages de surface et mise en évidence dans le chapitre IV à travers les isotopes stables de l'eau. Il reste à vérifier que le contexte hydrologique et hydrogéologique permet une mobilisation significative des eaux pluviales à travers des ouvrages comme les barrages souterrains.

La valeur de GW\_DELAY, qui indique le délai de recharge de l'aquifère, lorsqu'elle tend vers zéro (0), améliore conséquemment la forme de l'hydrogramme simulée. C'est un paramètre qui permet dans ce cas précis de mieux ajuster le temps de montée ainsi que le temps de base de la crue annuelle simulée à ceux de la crue annuelle observée. Elle est exprimée en jours, et la valeur calibrée est de ½ jour (soit 12h de temps). **Cela indique-t-il une infiltration et/ou une percolation rapide de l'eau ?** Selon Dakoure (2003), certains piézomètres réagissent immédiatement aux variations pluviométriques. Cela signifierait que l'eau d'infiltration parvient très rapidement à la nappe ou bien que ces réactions des piézomètres seraient dues aux variations de pression par suite d'une infiltration dans la nappe superficielle et d'une mise en charge. Dakoure (2003) avait tranché pour une variation de pression car il avait constaté aussi une quasi absence de tritium dans les eaux échantillonnées, ce qui voudrait dire qu'elles sont anciennes. Les résultats de la modélisation et des investigations isotopiques (avec des données récentes) obtenus dans le cadre de la présente étude laissent supposer qu'on pourrait relativiser cette hypothèse. Primo, du tritium a été identifié dans plusieurs échantillons d'eau de forage et de sources ces dernières années (2013-2016) (cf. chapitre IV). Ce qui renvoie donc à une recharge moderne significative (cf. chapitre IV). La réaction rapide de la piézométrie pourrait donc correspondre aussi à un délai de recharge suffisamment faible comme l'indique les résultats de la modélisation. Secundo, l'absence de signe d'importante évaporation des eaux souterraines mis en évidence (cf. chapitre IV) dans la partie de l'Infra Cambrien Burkinabè soutient aussi cette hypothèse. Cependant, l'hypothèse de la réaction piézométrique avec la variation de la pression, malgré qu'elle ne puisse pas être généralisée à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude, aurait tout à fait un sens dans certaines parties de la zone d'étude. C'est le cas par exemple de la zone de Nasso proche de Bobo-Dioulasso, où des échantillons d'eau prélevés au niveau des sources d'eau ne contiennent pas de tritium. En outre, Tirogo (2016) a montré que la réponse piézométrique n'est pas toujours immédiate, pour ce qui concerne précisément la zone de Nasso où nous avons détecté des eaux anciennes (sans teneurs en tritium).

Le SURLAG est le paramètre qui contrôle le délai de ruissellement (*surface runoff lag time*). Il varie entre 0.05 et 24. Il indique pour un temps de concentration donné, la fraction du ruissellement issue d'un évènement pluvieux (P) qui entre dans le cours d'eau principal. Pour un temps de concentration de 20h (Figure VI-6) et pour un SURLAG de 1, cette fraction est d'environ 0.1. Cette fraction devient plus importante pour un SURLAG plus important. Par exemple, un SURLAG de 12 (Figure VI-6) pour le même temps de concentration, indique une

fraction d'environ 0.5 (donc plus importante). Dans la pratique, on pourrait assimiler ce paramètre à un indicateur qui permet d'apprécier l'importance du ruissèlement retardé/hypodermique. Pour un temps de concentration donné, plus le SURLAG est grand, moins on aura du ruissèlement retardé. Dans le cas de la présente étude nous avons constaté qu'un SURLAG assez grand contribue aussi à une mauvaise simulation de la courbe de la décrue. En effet, le temps de base de la courbe simulée devient trop grand par rapport au temps de base observé, quand le SURLAG tend vers 24 qui est la valeur maximale que peut prendre ce paramètre. La valeur optimale obtenue dans nos simulations pour le SURLAG est de 2. Cette valeur de 2 indique l'importance du ruissèlement retardé (déjà mis en évidence avec la décomposition des hydrogrammes de crue dans le Chapitre III).

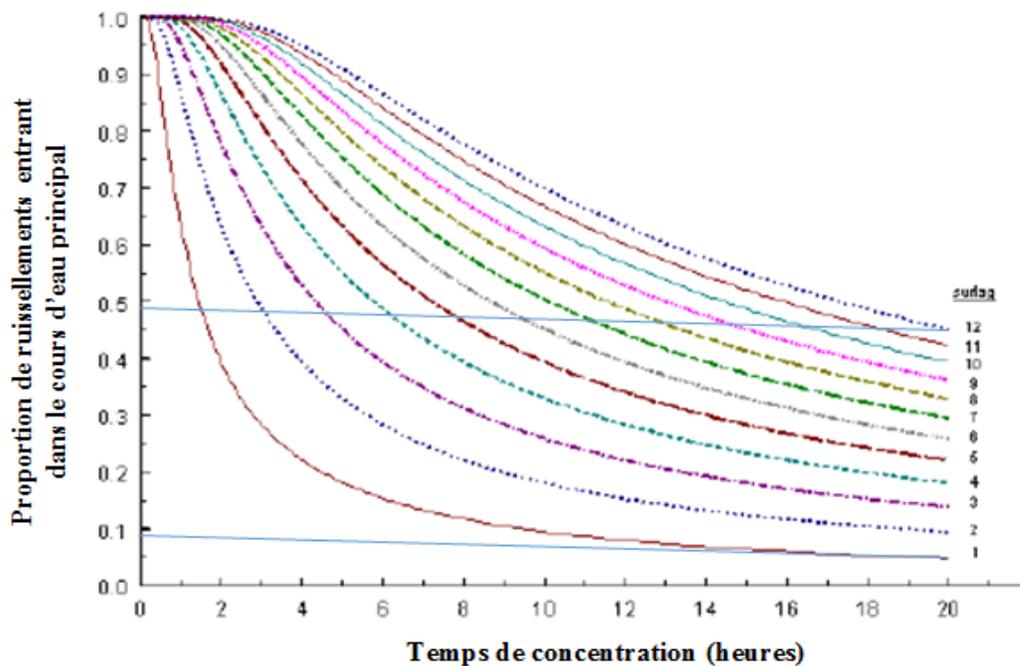


Figure VI- 6: Relation entre le SURLAG et le ruissèlement (adaptée du manuel de SWAT)

Quant au CN<sub>2</sub> (*SCS Curve Number*), il permet de déterminer la quantité d'eau ruisselée en fonction de la teneur en eau des sols. C'est un paramètre qui varie dans l'espace en fonction de la nature des sols, de l'utilisation des terres, de la pente et dans le temps en fonction de la teneur en eau des sols. Ainsi, pour chaque couple de sol/occupation du sol, trois CN sont déterminés : CN<sub>1</sub> en condition sèche (point de flétrissement), CN<sub>2</sub> en condition moyenne d'humidité et CN<sub>3</sub> en condition humide (capacité au champ). L'utilisateur de SWAT peut calibrer le CN<sub>2</sub> à partir duquel est calculée la valeur du CN pour les deux autres conditions (Grusson 2016). L'étude de sensibilité avec SWAT-CUP a montré que le

ruissellement (direct et hypodermique) augmente significativement avec ce paramètre. Les valeurs de CN varient entre 35 et 78 au niveau des différentes HRU.

Quant aux autres paramètres utilisés, leurs effets étaient moins perceptibles que les 4 paramètres précédemment décrits. Par contre, avons-nous noté les éléments suivants : les paramètres tels que GWQMN, GW\_REVAP, REVAPMN, ESCO, EPCO, CANMX ont permis d'ajuster verticalement les pics des hydrogrammes simulés tandis que OV\_N, CH\_N2 ont permis de réduire le déphasage horizontale entre les pics simulés et les pics observés. Quant à ALPHA\_BF, il a contribué à améliorer la forme de la courbe de tarissement.

### **VI.9. Vers un bilan hydrique précis sur le complexe Ms-S**

Un modèle est une description approchée, imparfaite et non unique du système réel étudié. Ainsi, tout modélisateur est en présence d'une incertitude de structure (Zin 2002). Ainsi pour déterminer avec plus de précision les termes du bilan hydrique, nous sommes allés au-delà des performances globales obtenues ci-dessus (section VI-7), pour calculer non seulement les indicateurs de performance de chaque année hydrologique mais aussi ceux de la période pluvieuse (Annexe VI-4 et VI-5) après avoir réalisé le calage et la validation sur l'ensemble de la série. En effet, la performance globale de la meilleure simulation (qui est celle de la modélisation) cache les insuffisances du modèle à simuler la réponse hydrologique de chaque année (prise individuellement). De même, la performance de la simulation d'une année hydrologique donnée, peut cacher l'incapacité du modèle à simuler uniquement la réponse hydrologique de la saison pluvieuse ou de la saison sèche. Autrement dit, au cours d'une même année hydrologique, les performances de la simulation peuvent être bonnes en basses eaux et moins bonnes en hautes eaux ou vice versa. Dans notre cas par exemple, le modèle simule moins bien les hautes eaux durant certaines années hydrologiques. Il y a là, un risque de mal estimer les termes du bilan hydrique sur la base de la performance de la simulation sur toute la série hydrologique ou sur la base de la performance d'une simulation qui prend en compte toute l'année hydrologique. ***Déterminer donc les performances de la simulation de chaque année hydrologique et de la période pluvieuse (de chaque année hydrologique) après la phase de calibration et de validation sur l'ensemble de la série, nous semble important dans l'étude des termes du bilan hydrique.*** Cela nous a amené à calculer non seulement les performances de la simulation de chaque année, mais aussi celles de la simulation de la saison pluvieuse (globalement entre juin et novembre). Les années pendant lesquelles nous avons observé à la fois une performance acceptable pour l'année toute entière et pour la période pluvieuse ont été retenues pour l'évaluation des termes du bilan hydrique. Les performances minimales

recherchées sont celles fixées par (Moriassi et al. 2007):  $NS \geq 0.5$ ,  $R^2 \geq 0.5$ ,  $-25 \leq PBIAS \leq 25\%$  et une bonne représentation de l'allure de la courbe simulée par rapport à la courbe observée (exemples illustratives à travers les Figures VI-7 et VI-8). Nous constatons bien que la performance globale de la simulation des 36 ans ( $R^2=0.65$ ,  $NS=0.64$  et  $PBIAS < 3\%$ ) à Samendeni cache une grande disparité en terme de performances des simulations si nous considérons individuellement les différentes années. Il y a des années où le NS est même négatif (1992 et 1995 à Samendeni), indiquant la faible performance de la simulation de la réponse hydrologique (Figure VI-9 et VI-10). À Nwokuy comme nous l'avons déjà souligné au chapitre III, nous n'avons retenu que 16 années pour les études hydrologiques (au regard des lacunes constatées). Tout comme à Samendeni, la performance globale de la calibration cache certaines défaillances. Par exemple pour l'année 1966 (Figure VI-10), on voit clairement la faiblesse de la performance de la calibration, surtout pour la période pluvieuse. Sur l'ensemble des séries hydrologiques, nous avons retenu 9 et 4 années où les performances sont au-delà des seuils précisés ci-dessus pour l'évaluation des termes du bilan hydrique respectivement à Samendeni et à Nwokuy. Cela nous permet sans doute de minimiser les erreurs dans l'évaluation de ces termes. Le risque de cette approche est de ne pas utiliser un nombre représentatif d'années pour l'estimation des termes du bilan. Par exemple utiliser que des années sèches ou des années humides dans l'estimation des termes du bilan hydrique, peut donner un mauvais aperçu de ceux-ci. Dans le cas de la présente étude, nous avons à la fois des années humides et sèches parmi celles retenues pour l'évaluation des termes du bilan hydrique. Ainsi, le risque de ne pas considérer un nombre représentatif d'années dans l'évaluation des termes du bilan est-il probablement minimisé.

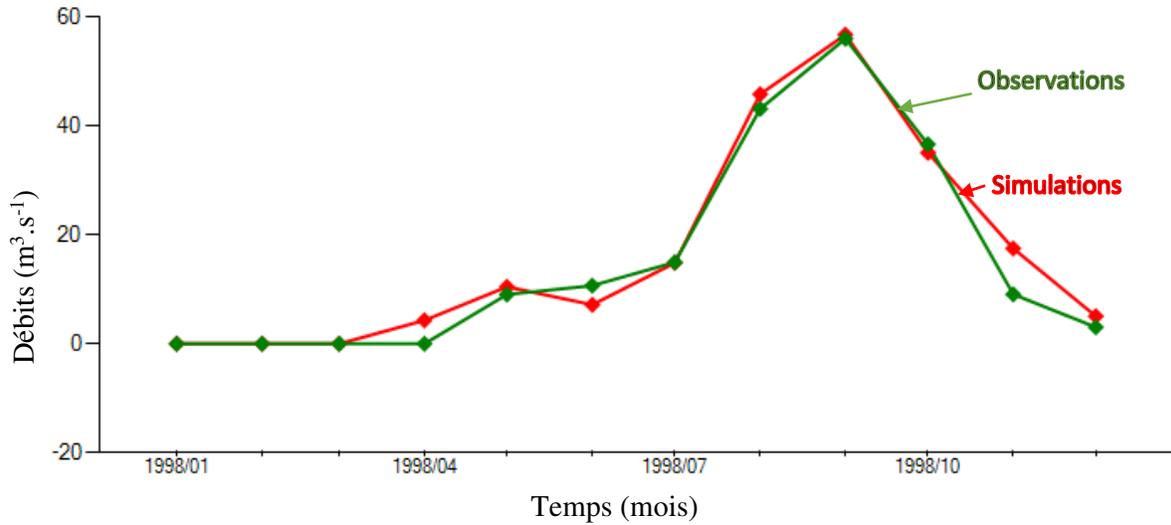


Figure VI- 7 : Bonne performance de la simulation de l'année 1998 (NS= 0.99,  $R^2=0.99$ , BIAS = 0.2% en saison pluvieuse)

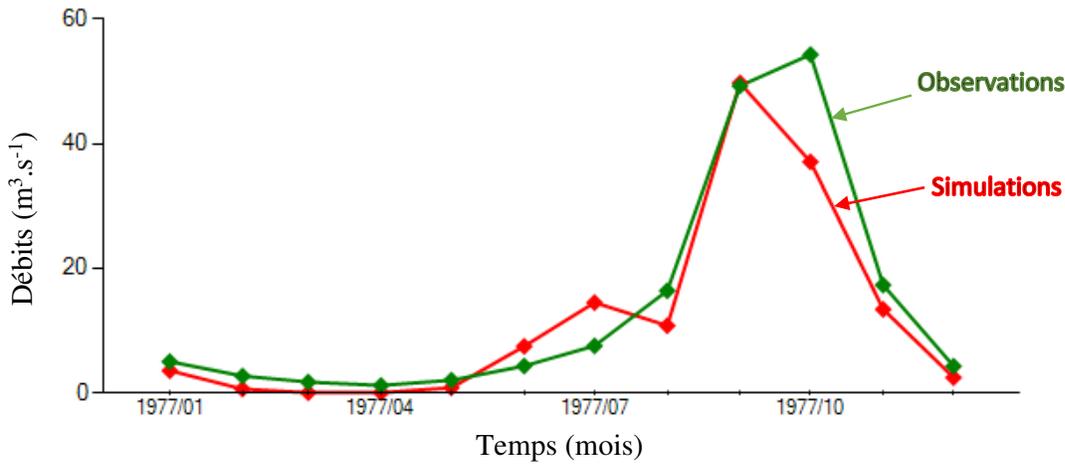


Figure VI- 8: Bonne performance de la simulation de l'année 1981 à Nwokuy (NS= 0.86,  $R^2=0.89$ , BIAS = -10% en saison pluvieuse)

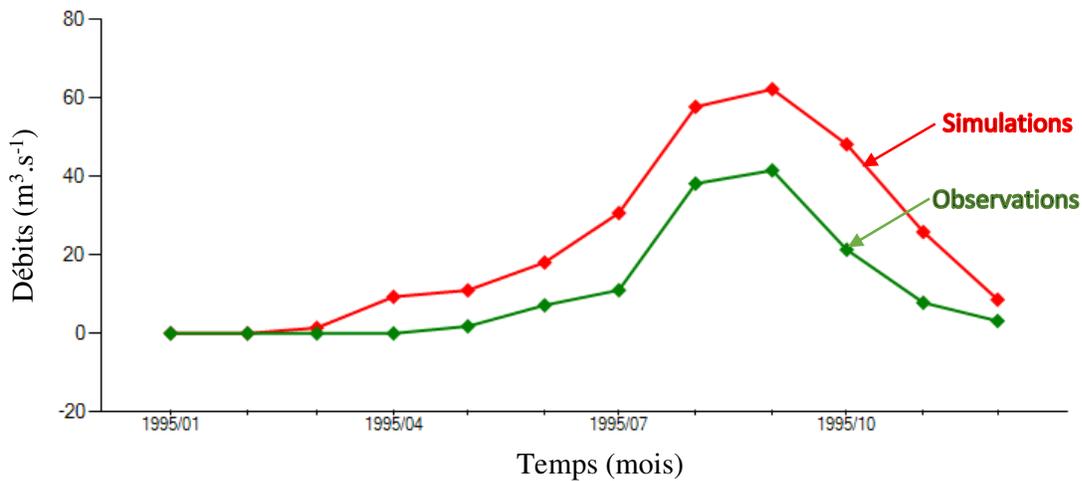


Figure VI- 9 : Faible performance de la simulation de l'année 1995 (NS= -0.54 en saison pluvieuse)

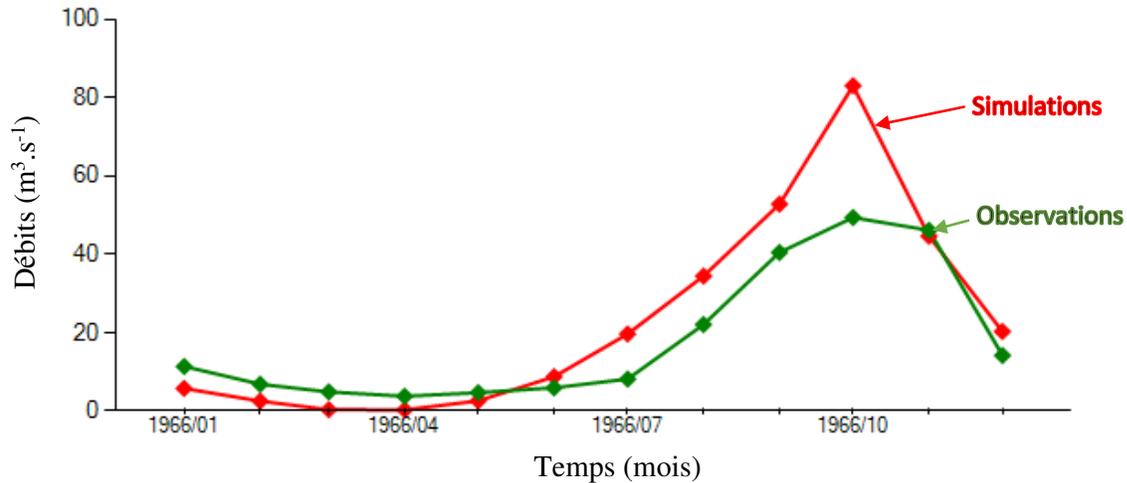


Figure VI- 10 : Faible performance de la simulation de l'année 1966 à Nwokuy (NS= 0.14 en saison pluvieuse)

### VI.9.1. Les termes du bilan hydrique annuel et interannuel

Pour la présentation des termes du bilan hydrique, nous avons distingué le sous bassin d'exutoire Samendeni qui se trouve dans la zone soudanienne de l'ensemble du Mouhoun supérieur délimité à partir de la station de Nwokuy et qui est dominé par la zone soudano-sahélienne. Nous avons donc voulu comparer les termes du bilan dans les deux contextes climatiques. Il y a bien d'autres intérêts qui ont prévalu à l'examen du bilan hydrique à Samendeni, qui pourtant est inclus dans le Mouhoun supérieur d'exutoire la station de Nwokuy. Entre autres, il y a la qualité des données à Samendeni. À Samendeni, nous disposons d'une série deux fois plus longue qu'à Nwokuy. Les termes du bilan à Samendeni peuvent donc être analysés dans le temps pour identifier des tendances qui pourraient exister ou pour l'étude des impacts des changements environnementaux et climatiques sur les termes du bilan hydrique. En outre, comme il a déjà été précisé plus haut, le sous-bassin versant de Samendeni est l'objet d'un ensemble de projets en cours qui nécessitent une bonne connaissance de la ressource en eau sur ce sous bassin. Les Tableaux VI-3 et VI-4 résument les termes du bilan hydrique respectivement à Samendeni et à Nwokuy.

Tableau VI- 5: Bilan hydrique annuel à Samendeni (sur la base des années présentant une bonne performance en calibration)

Année	Précipitation	ETR	Recharge	Ruissellements	Variation du stock dans le sol	Réserve en eau du sol (moyenne annuelle)
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
1970	1404	826	430	154	-6	262
1974	1084	786	174	100	24	247
1976	996	809	81	85	21	240
1977	835	763	27	70	-25	217
1981	1042	777	138	95	32	237
1998	1123	826	136	101	60	238
2000	1172	821	239	113	-1	264
2009	894	787	36	74	-2	240
2010	1250	841	270	129	9	248
Moyenne interannuelle	1089	804	170	103	13	244
Erreur sur la moyenne	±59	±9	±43	±9	±8	±5
Proportion par rapport à la pluie	100%	74%	16%	9%	1%	

Tableau VI- 6: Bilan hydrique annuel à Nwokuy (sur la base des années présentant une bonne performance en calibration)

Année	Précipitation	ETR	Recharge	Ruissèlements	Variation du stock dans le sol	Réserve en eau du sol (moyenne annuelle)
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
1969	1078	851	180	49	-2	215
1974	1084	795	221	49	18	212
1977	835	769	56	34	-24	184
1980	841	800	39	33	-31	181
Moyenne interannuelle	960	804	124	41	-10	198
Erreur sur la moyenne	±70	±17	±45	±4	±11	±9
Proportion par rapport à la pluie	100%	84.8%	12.9%	4.3%	-1%	

Le bilan hydrologique interannuel à Samendeni peut se résumer de la façon suivante avec la modélisation :  $P (1089\text{mm}) = \text{Ruissellement} (103\text{mm}) + \text{Recharge} (170\text{mm}) + \text{ETR} (804\text{mm}) + \text{Variation de stock} (13\text{mm})$ . Sur le Mouhoun supérieur (Ms) d'exutoire Nwokuy, il peut

s'écrire  $P(960\text{mm}) = \text{Ruissellement}(41\text{mm}) + \text{Recharge}(124\text{mm}) + \text{ETR}(804\text{mm}) + \text{Variation de stock}(-10\text{mm})$ . En terme de pourcentage on a  $P(100\%) = \text{Ruissèlement}(9\%) + \text{Recharge}(16\%) + \text{ETR}(74\%) + \text{Variation de stock}(1\%)$  sur le sous bassin de Samendeni. Sur l'ensemble du Ms, il peut s'écrire  $P(100\%) = \text{Ruissèlement}(4.3\%) + \text{Recharge}(12.9\%) + \text{ETR}(84.8\%) + \text{Variation de stock}(-1\%)$ . La moyenne interannuelle de la variation de stock est assez faible et peut donc être considérée comme négligeable dans le bilan hydrique interannuel. Nous constatons aussi que dans la partie soudanienne du Ms, la recharge et le ruissellement occupent des proportions plus importantes de la pluviométrie comparativement à l'ensemble du Ms. Les conditions climatiques plus favorables dans la partie soudanienne contribuent à l'atténuation de l'évaporation réelle au détriment de ces deux composantes (recharge et ruissellement).

En rappel, comme nous l'avons mentionné au chapitre II, certains termes du bilan hydrique, notamment la recharge ont fait directement ou indirectement l'objet de quelques études dans la zone d'étude. L'approche en général utilisée est basée sur bilan hydrique de Thornthwaite (en faisant une hypothèse sur la valeur de la réserve en eau du sol) (Dakoure 2003; Derouane 2008, 2010; Sauret 2013; Tirogo 2016). Nous avons déjà discuté aussi au chapitre II de la difficulté de déterminer la recharge en faisant une hypothèse sur la réserve en eau du sol. La subjectivité de l'évaluation de la recharge à partir de la méthode de Thornthwaite (en ne sachant pas quelle est la valeur exacte de la RFU) a déjà été prouvée dans la zone d'étude par (Tirogo 2016). Néanmoins, les valeurs trouvées dans la présente étude à partir de la modélisation hydrologique sont dans le même ordre que celles trouvées par certaines des études précédentes :

- Derouane (2008) estime la recharge entre 20 et 160mm (valeur décroissant du Sud vers le Nord sur la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudéni) pour une RFU de 170mm.
- Dakoure (2003) pour la zone de Bobo-Dioulasso, trouve une valeur moyenne d'infiltration sur la période 1981-1990 comprise entre 74 mm (pour une RFU de 140 mm) et 120 mm (pour une RFU de 200 mm).
- WACO (1989), cité par Derouane (2008) sur la zone de Bobo-Dioulasso, trouve une valeur de recharge de 166 mm.
- Le BRGM (cité par (Dakoure 2003)) donnait une valeur moyenne de 266 mm pour 1076 mm de précipitation (une année relativement humide).

Quant au bilan hydrique global, il a été estimé par la méthode de Thornthwaite dans la zone d'étude par Dakoure (2003) pour la décennie 1981-1990. L'auteur a abouti au résultat suivant :

Pluie (965 mm) = ETR (854 mm) + Infiltration (97 mm) + Ruissellement (14 mm). Ce bilan n'est pas très loin non plus des résultats issus de la modélisation hydrologique et précisés ci-dessus, sauf que le ruissellement et dans une moindre mesure la recharge ont été minimisés au profit de l'ETR. On pourrait justifier la sous-estimation du ruissellement et de la recharge au profit de l'ETR par la subjectivité qui pourrait exister dans le choix de la RFU.

Aussi, avons-nous noté que toutes les études citées semblent converger vers l'existence d'une recharge assez consistante et beaucoup plus importante que le ruissellement. Cette existence de la recharge actuelle a bien été mise en évidence avec les méthodes isotopiques à travers des données collectées entre 2013 et 2016.

En plus du bilan annuel ou interannuel, le modèle SWAT calibré au pas de temps mensuel permet aussi d'obtenir des termes du bilan hydrique pour chaque mois. Nous analyserons dans la section suivante, tous les termes du bilan hydrique à pas de temps mensuel.

#### ***VI.9.2. Bilan hydrique au pas de temps mensuel***

Pour la gestion des ressources en eau, le pas de temps mensuel semble adéquat d'où l'importance d'établir le bilan hydrique à cette échelle temporelle. Les Tableaux VI-4 et VI-5 donnent les différentes composantes du bilan hydrique au pas de temps mensuel respectivement sur le bassin de Samendeni et sur l'ensemble du Ms. Comme nous l'avons déjà précisé plus haut, dans le but de réduire les incertitudes sur le bilan hydrique, seules les années où le modèle présente une bonne performance non seulement sur toute l'année mais aussi sur la période pluvieuse ont été considérées.

Tableau VI- 7: Bilan hydrique mensuel à Samendeni (sur la base des années présentant une bonne performance en calibration)

Mois	Précipitation	ETR	Recharge	Ruissellement	Variation du stock dans le sol	Réserve en eau du sol
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
Janvier	1.4	26.3	0.0	0.2	-25.0	244.9
Février	0.0	18.7	0.0	0.0	-18.7	226.3
Mars	13.0	74.4	0.0	0.5	-61.9	164.2
Avril	47.2	120.9	0.0	1.7	-75.4	87.6
Mai	107.9	82.8	0.0	5.7	19.4	106.0
Juin	122.8	66.5	0.0	7.8	48.4	154.0
Juillet	188.0	83.7	2.8	13.2	88.2	238.5
Août	326.7	84.9	76.5	32.8	132.4	365.2
Septembre	209.3	87.2	82.5	28.8	10.8	381.4
Octobre	69.6	77.3	8.3	9.1	-25.1	360.4
Novembre	2.2	48.1	0.0	2.2	-48.0	314.5
Décembre	0.8	32.9	0.0	0.4	-32.5	282.4

Tableau VI- 8: Bilan hydrique mensuel à Nwokuy (sur la base des années présentant une bonne performance en calibration)

Mois	Précipitation	ETR	Recharge	Ruissellement	Variation du stock dans le sol	Réserve en eau du sol
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
Janvier	2	26	0	0	-24	224
Février	0	16	0	0	-16	207
Mars	13	83	0	0	-70	137
Avril	36	126	0	1	-90	47
Mai	72	77	0	2	-7	40
Juin	116	60	0	3	53	93
Juillet	166	82	0	5	79	171
Août	277	86	43	12	136	303
Septembre	195	88	66	12	28	334
Octobre	77	81	15	5	-24	312
Novembre	4	48	0	1	-45	268
décembre	0	31	0	0	-31	237

*VI.9.2.1. Ruissellement*

Sur l'ensemble du Ms, le ruissellement commence en général au mois de mai avec les premières pluies (~ 2 à 6 mm). Il se poursuit en général jusqu'en Octobre. Le maximum de ruissellement est observé en général en août. Le tableau VI-5 montre que le potentiel en termes de ruissellement est donc plus important dans la partie soudanienne du Ms.

*VI.9.2.2. Recharge*

Les simulations ont montré que la recharge s'effectue en général entre juillet et octobre. Cependant, seuls les mois d'août et de septembre entraînent une recharge plus importante, avec un pic au mois de septembre lié certainement à l'abondance des précipitations du mois d'août. Ce résultat est en parfaite cohérence avec les investigations isotopiques au chapitre IV qui avaient permis de mettre en évidence le rôle important que jouent les mois d'août et de septembre dans la recharge. Aussi ce résultat confirme que la réponse de la nappe est assez rapide vis-à-vis des précipitations. Deux hydrogrammes types de la recharge, l'un sur l'ensemble du Ms et l'autre sur le sous bassin de Samendeni sont présentés respectivement sur les Figures VI-11 et VI-12 pour des années où le modèle présente de bonnes performances en calibration. Elles permettent d'appréhender la période concernée par la recharge. La valeur moyenne interannuelle de la recharge obtenue avec les années qui présentent les meilleures simulations est de 170 mm, soit 16% de la précipitation interannuelle sur le sous bassin de Samendeni. Sur l'ensemble du Ms, la recharge est plus modeste. Elle est estimée à 124 mm en moyenne, soit environ 13% de la pluviométrie. La recharge du mois de juillet étant négligeable si nous considérons l'ensemble du Ms.

Le modèle SWAT, permet aussi de distinguer théoriquement à l'échelle de chaque HRU, une percolation profonde, à partir de la recharge totale. Dans notre contexte, à l'échelle de certaines HRU ou de certains sous bassins, cette percolation profonde, qui permet de recharger une nappe profonde qui se distingue de la nappe superficielle, peut correspondre à une réalité physique. Cependant, à l'échelle du Ms les investigations précédentes (cf. chapitre IV) ne permettent pas de faire cette distinction. Des études antérieures (Dakoure 2003; Derouane 2008; Huneau et al. 2011) ont aussi montré que la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudéni peut correspondre à une nappe d'eau unique circulant au sein de différents terrains placés en continuité hydraulique. Cependant, ces auteurs ont aussi mentionné la possibilité de mise en charge locale qui pourrait correspondre à la percolation profonde au niveau des HRU. C'est le cas par exemple de la zone de Nasso dans le sous bassin du Kou où

les investigations isotopiques au chapitre IV ont montré que les eaux des sources sont anciennes.

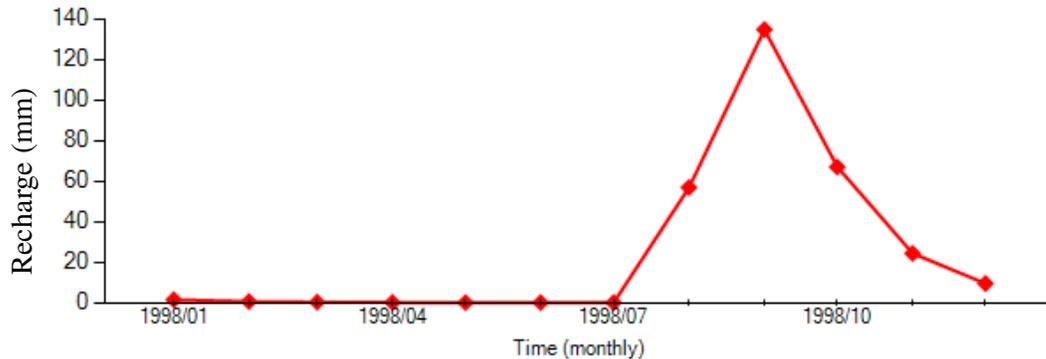


Figure VI- 11 : Graphique type de la recharge au cours de l'année sur le bassin de Samendeni

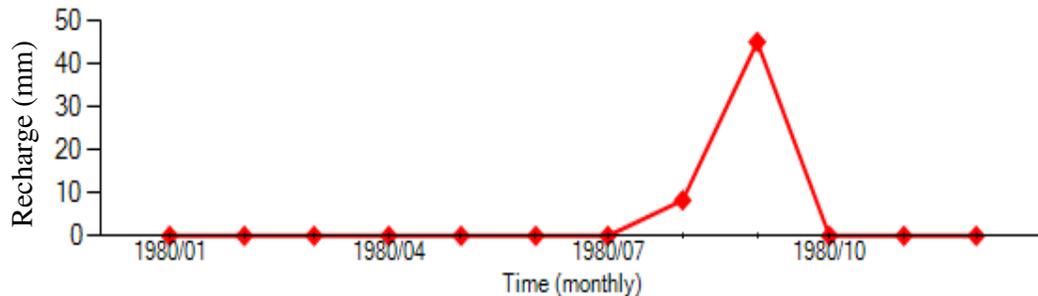


Figure VI- 12 : Graphique type de la recharge au cours de l'année sur le bassin de Nwokuy

### VI.9.2.3. Évaporation réelle

Elle est estimée par le modèle SWAT en utilisant la méthode de Penman Monteith. Elle intègre à la fois l'évaporation directe à partir des plans d'eau, la transpiration des plantes, et une composante dite "ré-évaporation" qui correspond à l'évaporation à partir des eaux souterraines. Dans le cas de cette étude la ré-évaporation est de l'ordre de quelques mm par mois (environ 4 mm en moyenne). Cette conclusion est consistante avec certaines études antérieures qui ont montré que les eaux souterraines présentent par moment des signes d'évaporation (Dakoure 2003; Koussoubé 2010a). Dans la présente étude, les investigations isotopiques, notamment l'utilisation des isotopes stables de l'eau ont montré que si cette évaporation des eaux souterraines existe, elle reste quand même dans des proportions faibles dans la partie de l'Infracambrien burkinabé (probablement dans l'ordre des valeurs trouvées avec la modélisation). Par contre, dans la partie du Continental Terminal (surtout au Mali) et de l'Infra Cambrien Plissé au Mali, l'évaporation à partir des eaux souterraines non profondes et/ou l'évaporation pendant la recharge est clairement mise en évidence. La valeur moyenne interannuelle de l'évapotranspiration réelle (ETR) est de 804 mm représentant environ 74% de

la précipitation moyenne interannuelle sur le sous bassin de Samendeni (en zone soudanienne) et pratiquement 85% des précipitations sur l'ensemble du Ms dominé par la zone Soudano-sahélienne.

Au chapitre V, nous avons estimé l'ETR sur la base du bilan hydrique à partir des données des stations synoptiques de Bobo-Dioulasso et de Dédougou respectivement en zones soudanienne et Soudano-sahélienne. Les proportions obtenues sont assez élevées par rapport à celles fournies par le modèle SWAT : 938 mm (90.2% de la pluie) pour une pluviométrie moyenne de 1039 mm dans la zone soudanienne (pour la période 1961-2013) et 735 mm (90.4%) pour une pluviométrie moyenne de 813 mm (pour la période 1965-1983). Il convient cependant de préciser que la méthode du bilan hydrique reste une méthode empirique qui ne prend ni en compte les types de sol, ni l'hétérogénéité d'utilisation du sol dans l'évaluation de l'évapotranspiration réelle. Cette méthode serait moins performante que l'approche utilisant le modèle SWAT dans l'estimation de l'ETR. Néanmoins, des études antérieures ont aussi trouvé des ordres de grandeurs de l'ETR dans la zone de l'étude sur la base du bilan hydrique qui ne sont pas trop loin des sorties du modèle. Traoré, (2007) par exemple a trouvé des valeurs d'ETR de 944.5 mm à Badara pour une pluviométrie de 1075 mm (soit 88% de la pluviométrie) dans le Bassin versant du Kou (dans la zone soudanienne). Traoré (2007) a aussi trouvé par la méthode d'Agrometshell, une valeur de 866 mm pour l'ETR (80.55% de la pluie) à Bama et 841 mm (78.2% de la pluie) à Bobo Dioulasso. Ces valeurs sont plus proches de celles obtenues avec le modèle SWAT. En effet, Agrometshell est un modèle spatialisé agro-écologique développé par la FAO, qui tient compte du couvert végétal dans l'évaluation de l'ETR. Tenir compte des hétérogénéités spatiales dans l'évaluation de l'ETR serait donc un élément essentiel qui conditionne la précision des résultats. Des profils types de l'ETR et de la ré-évaporation sont présentés ci-dessous (Figure VI-13 à VI-16) pour des années où la simulation est jugée robuste.

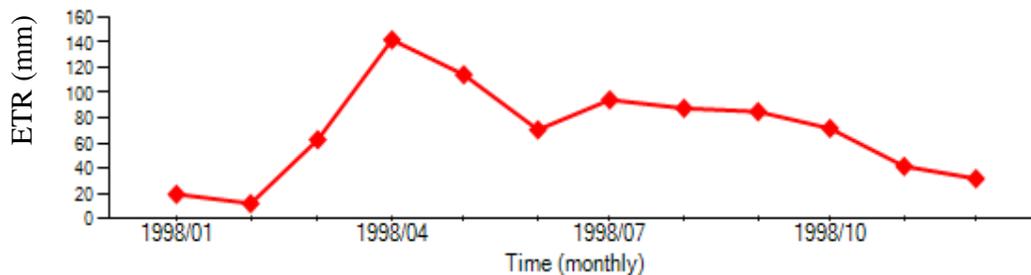


Figure VI- 13 : Évaporation réelle mensuelle (cas de 1998) à Samendeni

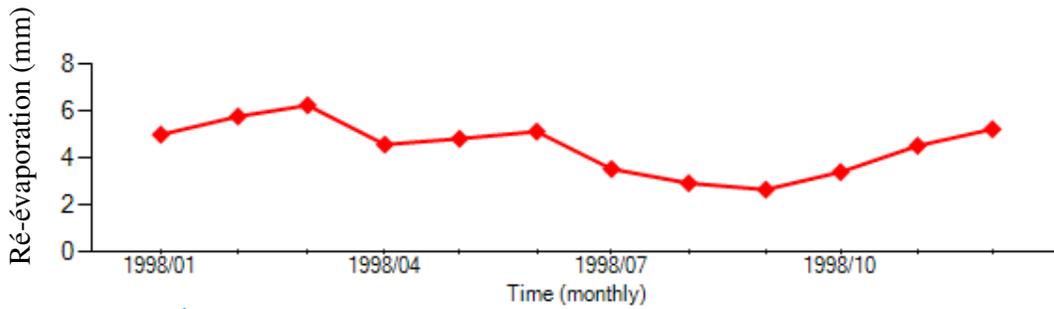


Figure VI- 14: Évaporation à partir des eaux souterraines, une composante de l'ETR, (cas de 1998) à Samendeni

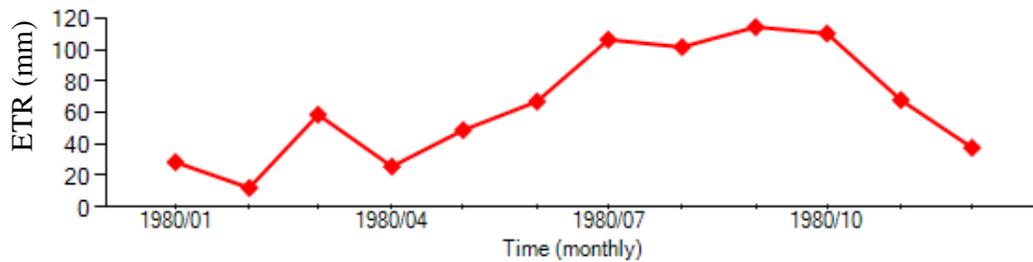


Figure VI- 15 : Évaporation réelle mensuelle (cas de 1980) à Nwokuy

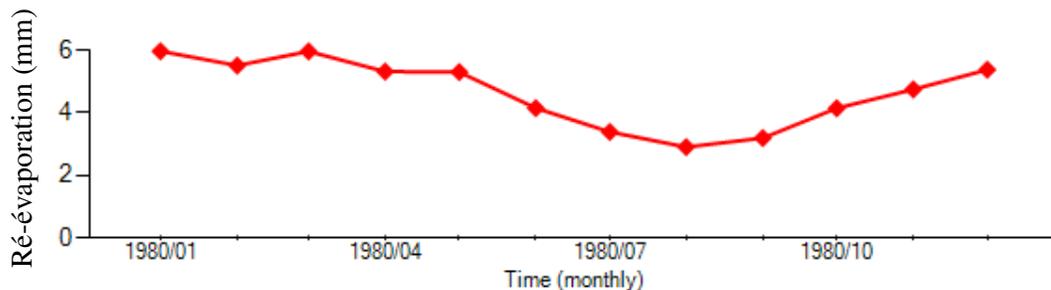


Figure VI- 16: Évaporation à partir des eaux souterraines, une composante de l'ETR, (cas de 1980) à Nwokuy

#### VI.9.2.4. Réserve en eau du sol

Le modèle calibré permet également d'obtenir la réserve en eau du sol (RES). C'est un paramètre très essentiel surtout dans l'évaluation des besoins en eau des plantes dans le domaine de l'irrigation. Elle est utilisée par certains auteurs via la Reserve Facilement Utilisable (RFU) pour l'évaluation de l'ETR. Les moyennes annuelles de la RES varient entre 217 mm et 264 mm pour une valeur moyenne interannuelle de 244 mm pour le bassin versant de Samendeni. Pour l'ensemble du Ms, les valeurs moyennes annuelles de RES varient entre 181 mm et 215 mm pour une moyenne interannuelle d'environ 200 mm. Nous n'avons pas des valeurs de RES au niveau local pour une comparaison avec celles que nous avons trouvées. Des valeurs de RFU ont été proposées par certains auteurs (Dakoure 2003; Derouane 2008;

Tirogo 2016) et servent à en déduire empiriquement la RES ( $3/2 * RFU$ ). (Derouane 2008) a considéré qu'une RFU de 170 mm (soit approximativement une RES de  $3/2 * RFU = 255$  mm) dans la même zone d'étude serait convenable et l'a utilisée pour le calcul de la recharge. Dakoure (2003) utilise une fourchette de 140 mm à 200 mm comme RFU dans l'étude des termes du bilan hydrique. Ce qui correspondrait empiriquement à une RES entre 210 mm et 300 mm. Bien que les valeurs de la RFU soient souvent plus ou moins arbitrairement fixées en fonction de l'expérience de l'auteur, et bien que la déduction de la RES à partir de la RFU ( $RES = 3/2 * RFU$ ) soit empirique, les valeurs trouvées sont dans le même ordre que celles fournies par le modèle SWAT. Les résultats obtenus avec le modèle pourraient être considérés comme des valeurs de référence car issues uniquement des années où le modèle présente de très bonnes performances. Étant un modèle semi-distribué, SWAT permet aussi de spatialiser la RES et de trouver des valeurs pour chaque HRU et pour chaque sous bassin versant. Le modèle SWAT calibré peut donc être un outil performant en matière de gestion de l'irrigation surtout de grande surface. Les Figures VI-17 et VI-18 présentent des graphes types de RES.

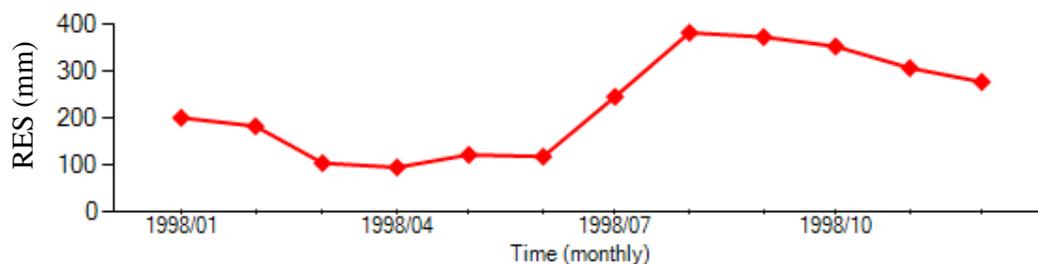


Figure VI- 17 : Réserve en eau du sol sur le bassin versant de Samendeni

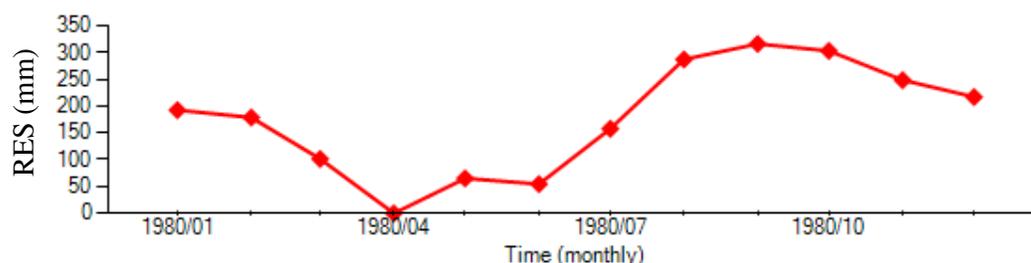


Figure VI- 18 : Réserve en eau du sol sur le bassin versant de Nwokuy

## VI.10. Autres potentialités du modèle SWAT calibré

### VI.10.1. SWAT calibré et comblement de lacunes

Le modèle SWAT calibré, donne sur la base des données climatiques (pluie, humidité relative, ensoleillement et vitesse de vent) une proposition de comblement des lacunes pour les années

sans observations. Le comblement des lacunes s'avère performant. Le test de Kruskal Wallis appliqué à toute la série de données a montré que les débits comblés et les débits observés appartiennent à la même famille de données à la station de Samendeni ( $p$ -value = 0.00007) et à la station de Nwokuy ( $p$ -value = 0.029). Ces résultats nous rassurent quant à la robustesse du modèle (calibré et validé) qui sera utilisé pour une investigation sur les impacts des changements climatiques et environnementaux sur les termes du bilan hydrique.

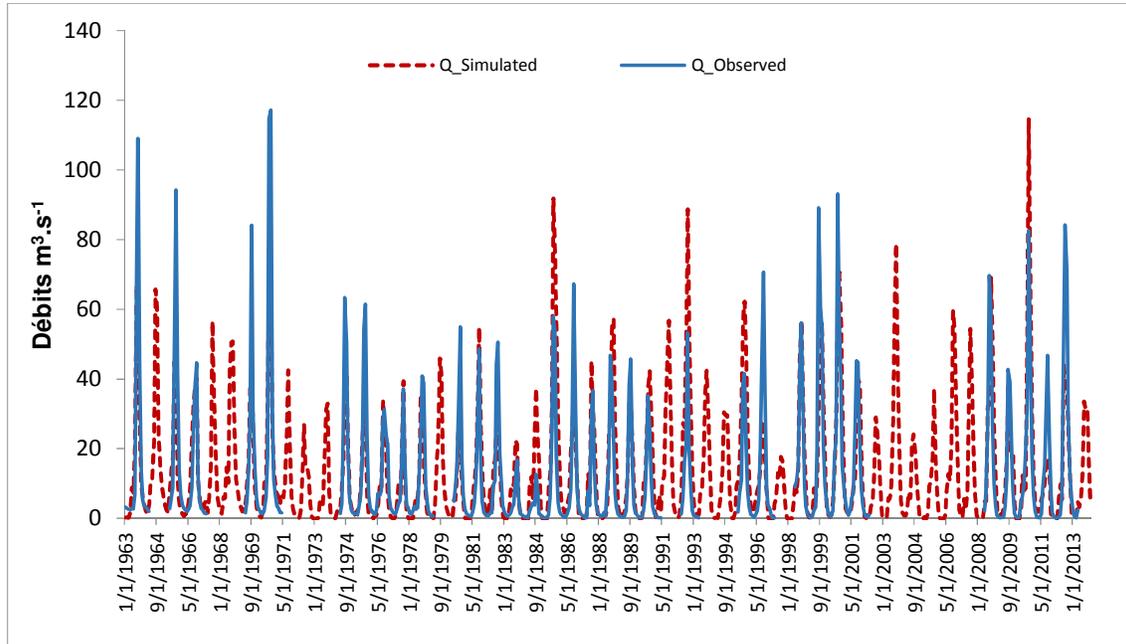


Figure VI- 19 : résultats des simulations et comblements des données à Samendeni

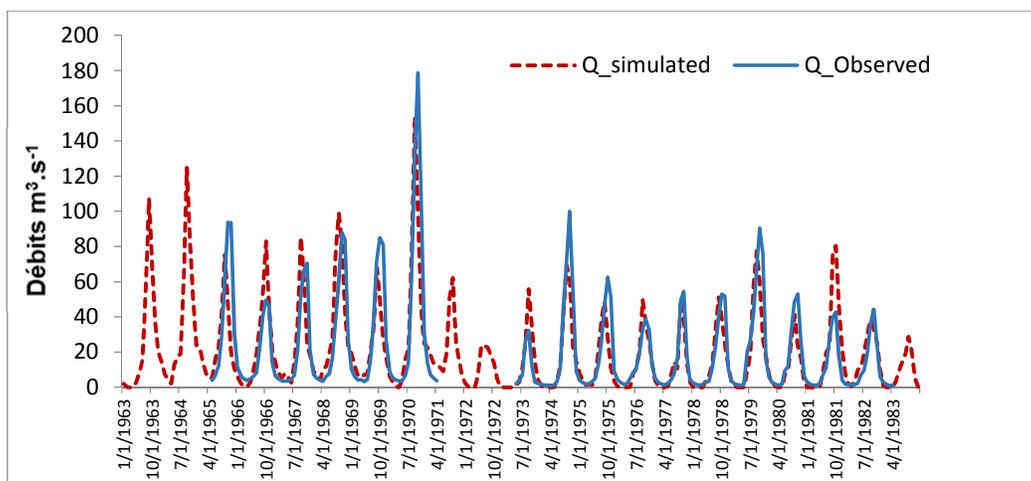


Figure VI- 20 : résultats des simulations et comblements des données à Nwokuy

### **VI.10.2. SWAT calibré, un outil de gestion des bassins versants non jaugés**

Dans le cadre de la présente étude, nous avons défini manuellement nos exutoires dans le modèle SWAT. Ils permettent de délimiter des sous bassins versants drainés par des affluents qui sont plus ou moins importants et qui pourraient présenter un intérêt particulier dans le cadre de l'élaboration des Schémas d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) du complexe Ms-S. La plupart de ces bassins versants sont non jaugés, d'autres possèdent des stations hydrométriques mais avec beaucoup de lacunes et ne permettant pas une calibration du modèle. Étant donné que le même jeu de paramètres permettait de réaliser la calibration avec succès à la fois à Samendeni et à Nwokuy, nous sommes tentés de savoir si le modèle calibré permet aussi d'approximer les écoulements sur les autres sous bassins non jaugés que nous avons définis sans que nous ne lui apportions un calage supplémentaire.

Nous avons donc testé le modèle calibré sur deux sous-bassins versants (le Kou défini à partir de la station de Badara et le Plandi-dienkoa défini à partir de la station de Banzon) avec peu de données afin d'apprécier sa performance sur les bassins versants non jaugés. À Badara, sur le Kou qui est un bassin versant d'environ 971 km<sup>2</sup>, bien que la performance globale du modèle sur la période observée ne soit pas satisfaisante (NS= -2.6 et R<sup>2</sup>=0.20), il y a des années où la performance du modèle est acceptable. C'est le cas de l'année 1997 (Figure VI-21) où nous avons une performance relativement intéressante (NS=0.31 et R<sup>2</sup>=0.8) même si elle ne satisfait pas les conditions de Moriasi et al. (2007). Les performances du modèle SWAT calibré à Samendeni et à Nwokuy sont encore plus intéressantes sur le bassin du Plandi-dienkoa d'exutoire la station de Banzon qui est placé à la confluence des deux affluents du Mouhoun, le Plandi et le Dienkoa. En effet, sur le Plandi-dienkoa, les performances du modèle (sans aucune calibration supplémentaire que celle réalisée à Samendeni et à Nwokuy) sont NS = 0.15, R<sup>2</sup>=0.58. En plus, sur les huit (8) années d'observations à l'exutoire du sous bassin Plandi-dienkoa, trois années (Figure VI-22) ont des performances au-dessus des seuils indiqués par Moriasi et al. (2007) pour ce qui concerne le Nash et le R<sup>2</sup>. Il s'agit des années 1982 (NS=0.53, R<sup>2</sup>=0.76), 1986 (NS=0.91, R<sup>2</sup>=0.92) et 1987 (NS=0.60, R<sup>2</sup>=0.94). Les Annexes VI-9 à VI-13 complètent les illustrations présentées dans cette partie.

On peut donc conclure que dans le contexte morphologique et hydro-climatique de cette étude, le modèle SWAT calibré sur un bassin versant s'avère donc un outil puissant pour approximer les termes du bilan hydrique de ses sous bassins versants non jaugés. Le modèle SWAT calibré sur des bassins versants jaugés pourrait donc être un outil adéquat pour la

prédétermination des crues de projets dans le cadre de la réalisation des ouvrages de maîtrise d'eau sur des affluents du bassin jaugé. Cette approche pourrait venir en aide à la prédétermination des crues, réalisée sur la base des méthodes empiriques dans le contexte sahélien et tropical sec. Précisons cependant que dans cette étude notre objectif n'est pas de montrer que le modèle SWAT peut être un outil intéressant pour la prédétermination des crues, car cela nécessite certainement plus d'investigation (notamment la modélisation à pas de temps journalier ou événementiel). Cependant, il nous semble important que dans le cadre précis du SAGE du Ms-S, la planification des aménagements à réaliser sur les sous bassins versants non jaugés nécessite qu'on ait un minimum d'information sur leurs potentialités en termes de ressources en eau. C'est ce qui justifie surtout notre intérêt à tester le modèle SWAT sur des sous-bassins non jaugés qui appartiennent à un bassin versant plus grand ayant déjà fait l'objet de calibration.

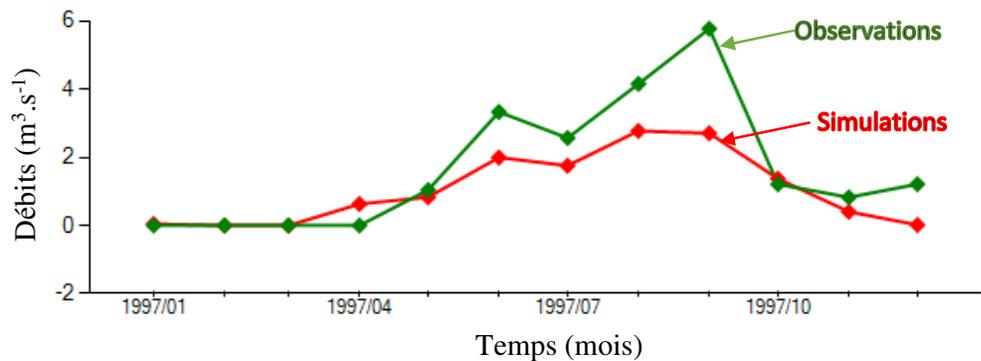


Figure VI- 21 : simulations des écoulements à Badara sur le Mouhoun à partir du modèle calibré à Samendeni et à Nwokuy

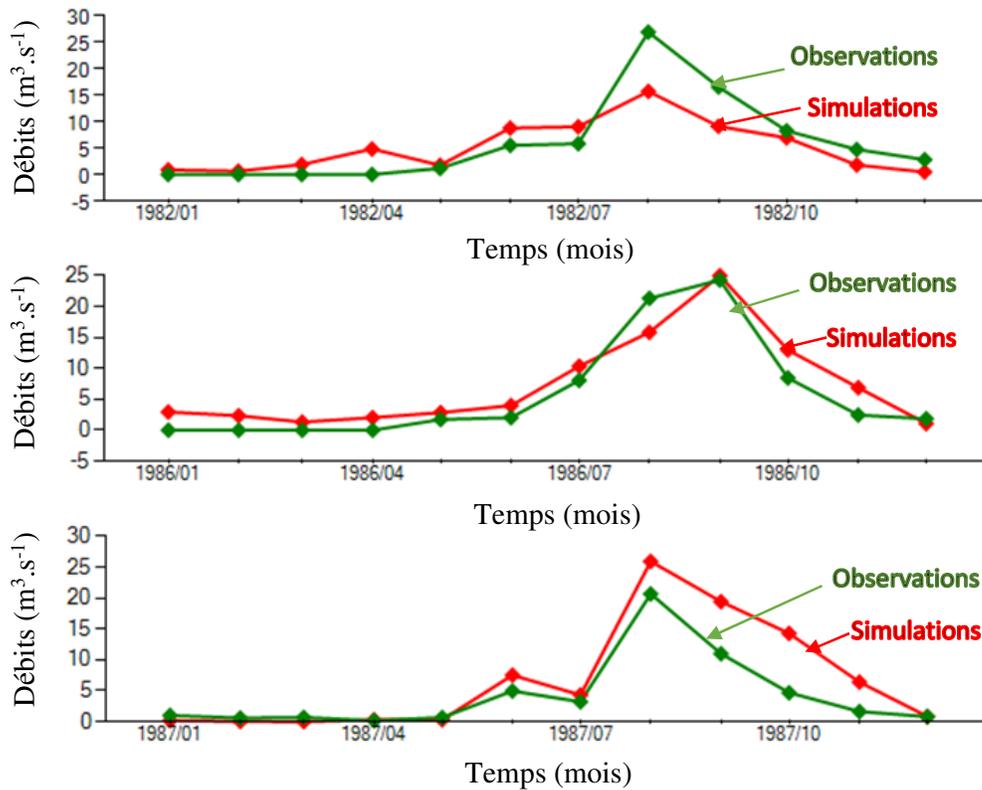


Figure VI- 22: simulations des écoulements à Banzon sur le Mouhoun à partir du modèle calibré à Samendeni et à Nwokuy

### VI.11. Conclusion partielle

La simulation de la réponse hydrologique a été réalisée avec succès à l'aide du modèle SWAT sur le Mouhoun supérieur (Ms). Le modèle calibré a servi dans un premier temps à estimer les termes du bilan hydrique et la réserve en eau du sol aux pas de temps mensuel et annuel sur le Mouhoun supérieur. Sur l'ensemble du Ms dominé par la zone soudano-sahélienne, les termes du bilan hydrique interannuel peuvent se résumer par :  $P (960\text{mm}) = \text{Ruissellement} (41\text{mm}) + \text{Recharge} (124\text{mm}) + \text{ETR} (804\text{mm}) + \text{Variation de stock} (-10\text{mm})$ . Soit en termes de pourcentage :  $P (100\%) = \text{Ruissèlement} (4.3\%) + \text{Recharge} (12.9\%) + \text{ETR} (84.8\%) + \text{Variation de stock} (-1\%)$ . Un zoom sur le bassin de Samendeni en zone soudanienne donne le bilan interannuel suivant :  $P (1089\text{mm}) = \text{Ruissellement} (103\text{mm}) + \text{Recharge} (170\text{mm}) + \text{ETR} (804\text{mm}) + \text{Variation de stock} (13\text{mm})$ . En terme de pourcentage on aura  $P (100\%) = \text{Ruissèlement} (9\%) + \text{Recharge} (16\%) + \text{ETR} (74\%) + \text{Variation de stock} (1\%)$ . Les valeurs mensuelles de la réserve en eau du sol qui est très essentielle dans l'évaluation des besoins en eau des plantes, notamment dans le domaine de l'irrigation a été évaluée, et les valeurs

mensuelles obtenues varient entre 40 mm et 334 mm sur l'ensemble du Ms et entre 88 mm et 381mm sur le bassin de Samendeni. Que ce soit sur l'ensemble du Ms ou sur le bassin de Samendeni, les trois mois de l'année où le sol présente plus de sécheresse sont : avril, mai et juin. Le constat est le suivant, après la période pluvieuse le sol maintient une certaine humidité jusqu'en mars qu'il convient de tenir compte dans la planification de l'irrigation afin d'économiser l'eau pour d'autres usages ou pour favoriser l'extension des superficies aménagées.

Aussi, avons-nous noté que le modèle SWAT calibré peut être non seulement un outil efficace de comblement des données mais aussi un outil d'évaluation des termes du bilan hydrique sur des sous-bassins versants non jaugés qui appartiennent à un bassin versant ayant déjà fait l'objet de calibration avec le modèle.

Quant à l'utilisation du modèle calibré pour la simulation des termes du bilan hydrique sous l'influence des changements climatiques et environnementaux, elle sera abordée au chapitre suivant.

## CHAPITRE VII : ÉTUDE DES IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTAUX SUR LES TERMES DU BILAN HYDRIQUE

Dans ce chapitre, notre objectif est de simuler à partir du modèle SWAT (calibré et validé), les termes du bilan hydrique à court, moyen et long terme. Les sorties de quatorze (14) modèles climatiques régionaux de type CORDEX (*Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment*) ont été préalablement examinées. Cinq (5) modèles climatiques dont les cumuls mensuels historiques sont distribués de la même façon que les observations de la station de Bobo Dioulasso ont été utilisés pour les simulations sous deux scénarios d'émissions de Gaz à Effet de Serre (GES) prédéfinis par le GIEC (RCP4.5 et RCP8.5). Pour la prise en compte des changements environnementaux sur les termes du bilan hydrique, les résultats d'analyses diachroniques de l'occupation des terres ont été exploités dans le modèle SWAT préalablement calé et validé.

## **CHAPITRE VII : ÉTUDE DES IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTAUX SUR LES TERMES DU BILAN HYDRIQUE**

Rappelons que dans le cadre de cette étude, la modélisation a essentiellement deux objectifs ; le premier étant de déterminer les termes du bilan hydrique et le second est de caractériser les impacts potentiels des changements environnementaux et climatiques sur les termes du bilan hydrique à court, moyen et long termes. Le premier objectif a été traité avec le chapitre VI. Le second objectif sera traité dans le présent chapitre et fera l'objet de deux parties essentiellement : (i) la caractérisation des termes du bilan hydrique sous différents scénarios de changements climatiques, (ii) la simulation des termes du bilan hydrique sous l'effet conjugué des changements environnementaux et climatiques.

### **VII.1. Étude des impacts des changements climatiques sur les termes du bilan hydrique**

#### ***VII.1.1. L'approche méthodologique en bref***

Pour étudier l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau, les sorties de quatorze (14) modèles climatiques régionaux (CORDEX) ont été d'abord analysées. Des analyses statistiques ont été réalisées pour comparer les données historiques (1960-2005) issues de ces modèles avec les observations climatiques à la station synoptique de Bobo Dioulasso. Cela a permis de retenir en définitive les sorties de cinq (5) modèles pour simuler à l'aide du modèle SWAT (calibré et validé) la réponse hydrologique future (jusqu'en 2100), sous deux scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (RCP4.5 et RCP8.5). L'annexe VI-2 présente de façon simplifiée l'approche méthodologique utilisée.

En général, les indices climatiques permettant d'apprécier la qualité des sorties des modèles climatiques sont basés sur la pluviométrie et la température. Camara et al. (2013) ont apprécié la performance des modèles climatiques régionaux de CORDEX, en utilisant des indices liés à la pluviométrie tels que la fréquence des jours pluvieux, la fréquence des jours de pluies intenses, le maximum des cumuls de précipitations sur un (1) jour et le nombre de séquences de fortes précipitations. Dans cette étude, nous utiliserons une approche basée sur un test statistique (le Test de Kruskal Wallis) qui permet d'apprécier la similarité de deux ou de plus de deux distributions de données. C'est un test non paramétrique basé sur le rang de la moyenne de chaque échantillon. Il a l'avantage de permettre une comparaison simultanée de plusieurs populations et de conclure si elles sont significativement différentes ou non. Ce test a été appliqué à la fois sur les données journalières (Figure VII-2) et les cumuls mensuels de

précipitation (Figure VII-2). L'objectif étant d'identifier les modèles qui simulent au mieux la pluviométrie dans notre contexte climatique.

Le test statistique a montré qu'aucun modèle ne présente des pluies journalières distribuées de la même façon que les observations à Bobo Dioulasso. Ceci soutient les nombreuses études qui ont montré que les modèles climatiques simulent assez difficilement les précipitations journalières (Sylla et al. 2010, 2012; Nikulin et al. 2012; Klutse et al. 2016). Ainsi, certains auteurs dans notre contexte ont-ils appliqué un système de correction aux données journalières avant leur utilisation pour l'objectif rechercher (Ibrahim 2012; Fowe 2015). Cependant, en appliquant le test de Kruskal Wallis, simultanément sur les données mensuelles de précipitations issues des quatorze (14) modèles climatiques et des observations mensuelles de précipitation à Bobo Dioulasso sur la période historique (1960-2005), on constate que seulement quatre (4) modèles fournissent des données de précipitations mensuelles qui sont significativement différentes des observations mensuelles à Bobo Dioulasso. Ces quatre modèles ont été systématiquement écartés. De plus, parmi les dix autres modèles, seuls cinq (5) ont été retenus pour la suite de l'étude. Il s'agit des modèles dont les moyennes mensuelles de précipitations sont les plus proches des moyennes mensuelles observées. Aussi faut-il préciser que pour simuler les termes du bilan hydrique futur, nous avons privilégié l'utilisation des moyennes mensuelles issues de l'ensemble de ces cinq (5) modèles au détriment d'une utilisation individuelle de chaque modèle. Les valeurs moyennes issues des 5 modèles (Figure VII-3) ont été aussi comparées aux données d'observation à Bobo Dioulasso (test de Kruskal Wallis). Le test appliqué n'indique pas une différence significative entre les deux distributions ( $p = 0.71$ ).

Cependant, il convient de préciser que l'utilisation des données moyennes issues de l'ensemble des 5 modèles pour la simulation de la réponse hydrologique au détriment d'une utilisation individuelle des modèles peut paraître un couteau à double tranchant. En effet, l'utilisation des moyennes issues de plusieurs modèles peut permettre de minimiser les insuffisances liées à chaque modèle de projection climatique (Nikulin et al. 2012). Sachant bien qu'il n'y a pas de modèle de projection climatique sans insuffisance ! Malheureusement l'utilisation des données moyennes issues de plusieurs modèles climatiques peut aussi masquer une tendance, ou une valeur minimale, ou une valeur maximale pertinente, que certains modèles utilisés individuellement pourraient révéler. Rien ne nous prouve donc que notre choix méthodologique soit plus pertinent que l'utilisation des données de chaque modèle pris individuellement. Et vice versa ! Le vérifier serait une tâche lourde et ne rentre pas dans nos

objectifs dans le cadre de cette étude. Néanmoins, une récente étude à l'échelle du continent africain (Nikulin et al. 2012), a déjà prouvé à travers l'utilisation de dix modèles climatiques régionaux, que la moyenne issue de ces modèles ("approche multi-modèles") performe mieux que chaque modèle pris individuellement. En outre, le choix de l'approche méthodologique dépend de l'objet étudié. Si l'on s'intéresse à la prévision des crues par exemple ou à la sécurité des ouvrages, il est essentiel d'aller dans le sens de la sécurité en considérant individuellement les modèles (surtout ceux qui ont tendance à surestimer les pluies) afin de mettre en évidence les précipitations maximales et leurs potentiels impacts. Cependant, dans le cadre d'une gestion prospective des allocations de la ressource en eau entre plusieurs usagers, aller dans le sens de la sécurité signifierait d'utiliser les résultats des modèles qui ont tendance à sous-estimer la pluviométrie. Aussi, pensons-nous que l'utilisation de la moyenne des résultats issus de plusieurs modèles, comme c'est le cas dans la présente étude pourrait être un bon compromis pour orienter à la fois les acteurs que ce soit dans la gestion sécuritaire des ouvrages ou pour la gestion prospective des allocations de la ressource en eau.

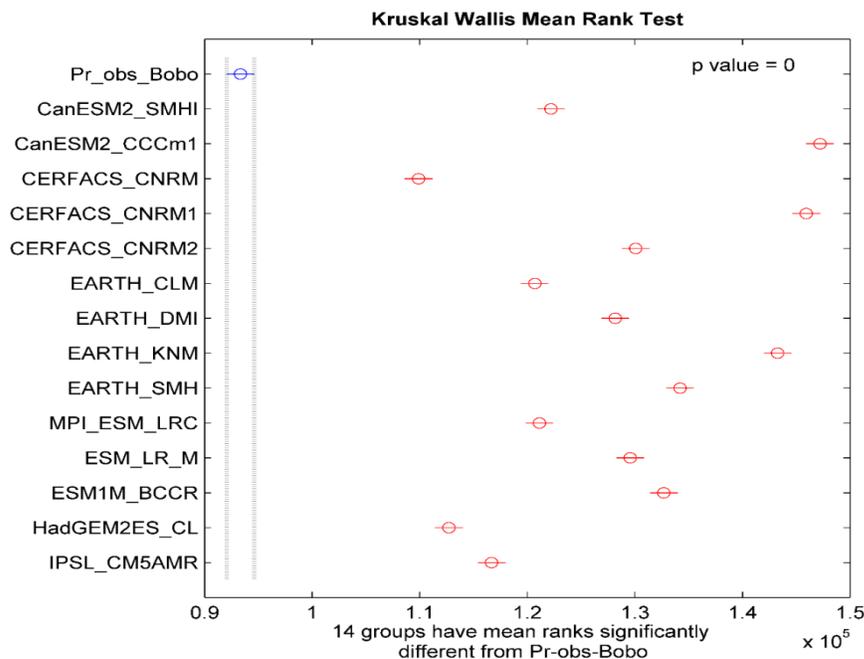


Figure VII- 1 : Test de Kruskal Wallis appliqué aux données journalières

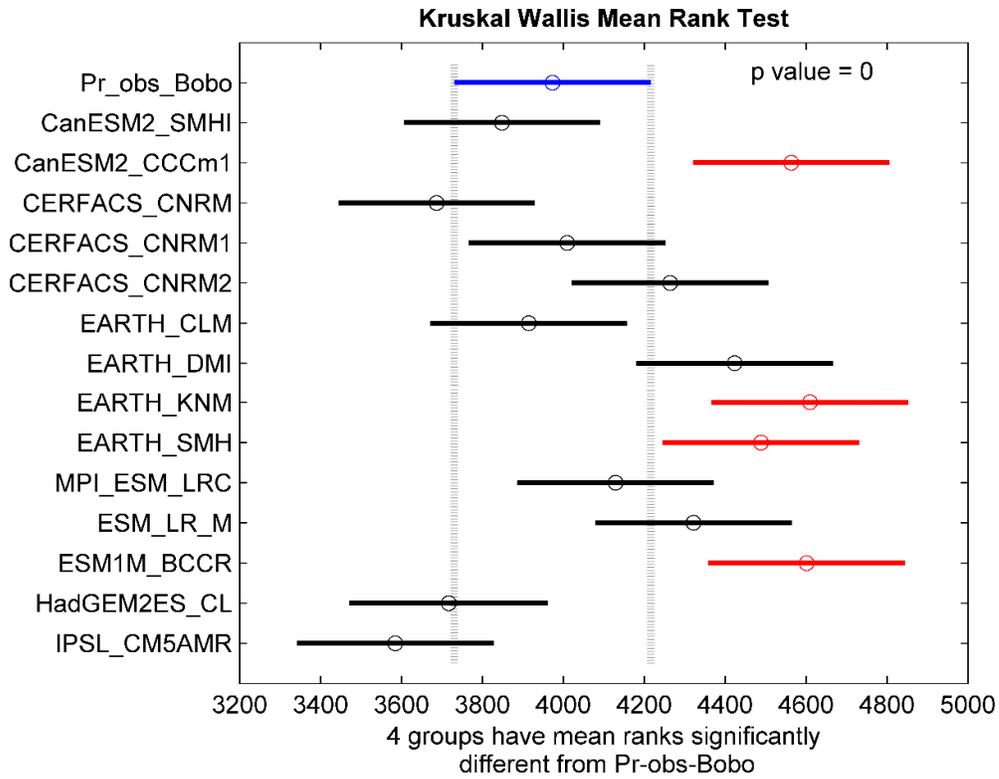


Figure VII- 2 : Test de Kruskal Wallis appliqué aux données mensuelles

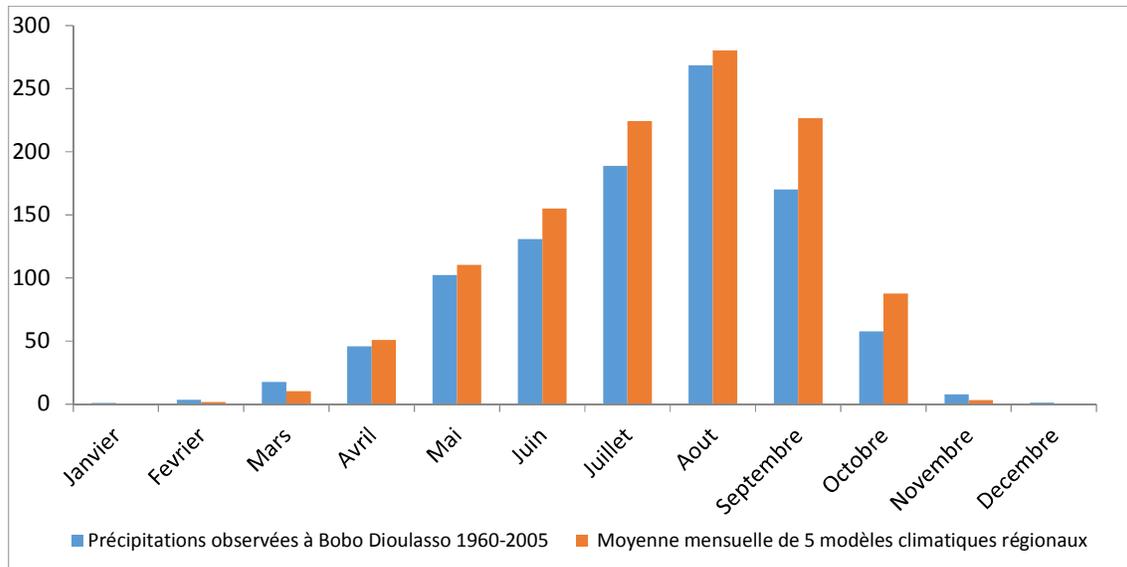


Figure VII- 3 : comparaison entre les précipitations moyennes mensuelles de la station de Bobo Dioulasso et les moyennes mensuelles issues de 5 modèles climatiques régionaux sur la période historique

### ***VII.1.2. Données projetées de précipitations***

Globalement, nous constatons avec le scénario RCP4.5 (Tableau VII-1 et Figure VII-4, Annexe VI-7 et Annexe VI-8), que dans un futur proche (2011-2040), dans le moyen terme (2041-2070) ou dans le long terme (2071-2100) on peut globalement espérer plus de pluviométrie que durant la période de référence (1971-2000). Avec le scénario dit pessimiste RCP8.5, nous constatons une possibilité de maintien des cumuls annuels de pluies dans l'ordre des grandeurs actuelles pour les périodes 2011-2040 et 2041-2070 et une baisse durant la période 2071-2100. Rappelons cependant que la période de référence est une période dominée par des épisodes d'années sèches (cf. chapitre III). Par conséquent, la hausse des quantités de pluies annuelles constatées avec les données projetées est bien une augmentation relative à une période globalement sèche. Aussi faut-il préciser que les cumuls annuels de pluies cachent des détails intéressants qui méritent d'être examinés.

En effet, les données climatiques projetées indiquent que les mois d'août et de septembre qui sont les mois les mieux arrosés dans notre contexte présentent globalement des lames d'eau précipitées inférieures à celles observées sur la période de référence pour les différents scénarios et horizons considérés (Tableau VII-2). Si cette baisse paraît relativement modeste avec le scénario RCP4.5 (entre 2% et 12% selon l'horizon considéré), cela ne semble pas être le cas avec le scénario RCP8.5 (baisse de 22% à 42% selon l'horizon considéré). Or, comme nous l'avons vu avec les résultats de la modélisation (Chapitre VI) et l'exploitation des données isotopiques (Chapitre IV), les pluies des mois d'août et de septembre jouent un rôle très important dans le bilan hydrique dans notre contexte. Elles participent beaucoup aux stocks d'eau dans le sol et à la recharge de la nappe. L'utilisation des précipitations projetées dans le modèle SWAT (calibré et validé), nous permettra d'apprécier dans les sections suivantes sous deux scénarios d'émissions de GES l'impact potentiel des changements climatiques sur les ressources en eau de surface et souterraines.

Tableau VII- 1: Valeurs moyennes mensuelles de précipitations pour les différents scénarios et période considérés.

Mois	1971-2000	2011-2040		2041-2070		2071-2100	
	Situation de référence	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
Janvier	2	0	0	0	0	1	0
Février	0	1	2	2	3	5	4
Mars	14	16	17	18	18	19	25
Avril	51	56	57	57	64	58	61
Mai	98	118	116	109	99	113	93
Juin	126	162	156	156	160	152	151
Juillet	174	236	222	241	242	240	178
Août	306	296	234	256	235	311	153
Septembre	199	179	158	187	161	185	137
Octobre	70	84	78	84	78	84	75
Novembre	1	4	3	4	4	3	5
Décembre	1	0	0	0	0	0	0
<b>Total pluviométrie</b>	<b>1042</b>	<b>1152</b>	<b>1043</b>	<b>1115</b>	<b>1065</b>	<b>1170</b>	<b>883</b>

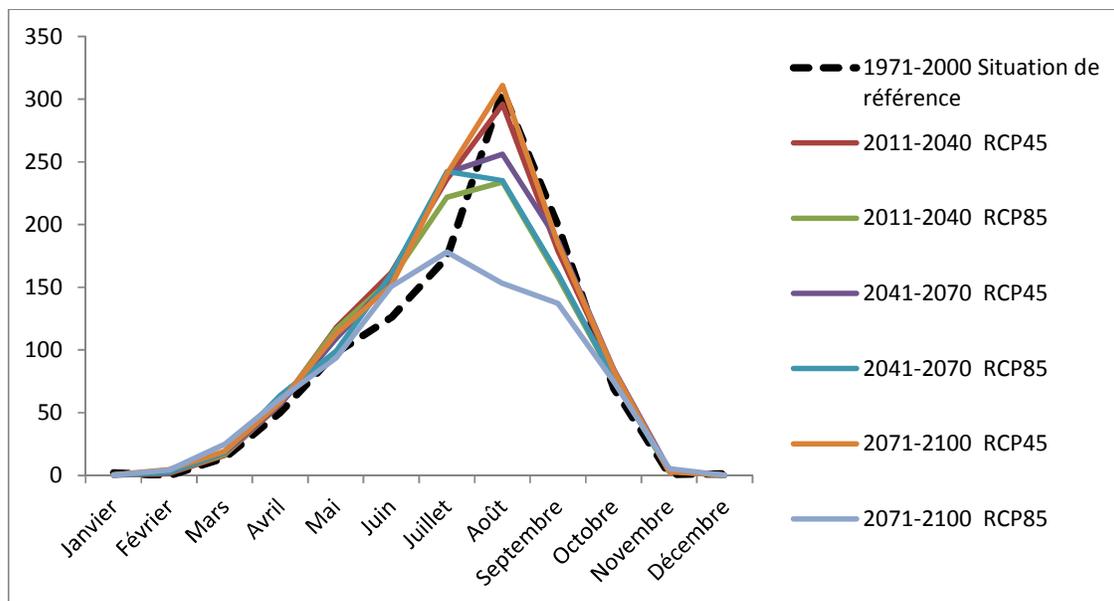


Figure VII- 4 : Moyennes mensuelles de données pluviométriques projetées sous deux scénarios vs. Moyennes mensuelles de la période de référence

Tableau VII- 2 : Comparaison des précipitations des mois d'août et de septembre pour les horizons 2020, 2050 et 2080 pour les deux scénarios (RCP4.5 et RCP8.5) par rapport à celles de la période de référence 1971-2000.

Mois	1971-2000	2011-2040		2041-2070		2071-2100	
	Situation de référence	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
Août	306	296	234	256	235	311	153
Septembre	199	179	158	187	161	185	137
<b>Total pluviométrie</b>	<b>505</b>	<b>475</b>	<b>392</b>	<b>443</b>	<b>396</b>	<b>496</b>	<b>290</b>
<b>Variation par rapport à la période de référence</b>		<b>-6%</b>	<b>-22%</b>	<b>-12%</b>	<b>-22%</b>	<b>-2%</b>	<b>-43%</b>
<b>Appréciation</b>		↘		↘		↘	

### VII.1.3. Les termes du bilan hydrique sous l'effet des changements climatiques

Rappelons que globalement, les moyennes interannuelles calculées à partir des sorties des 5 modèles climatiques régionaux ne présentent pas de baisses pluviométriques inquiétantes même avec le scénario dit pessimiste (RCP8.5). Cependant, on constate une baisse pluviométrique assez importante durant le mois d'août et de septembre surtout avec le scénario RCP8.5 au détriment d'une hausse des précipitations des mois d'avril, mai, juin et octobre qui sont très souvent évaporées et participant peu à la recharge et aux stocks d'eau du sol dans le contexte de la zone d'étude (c'est ce que révèlent les investigations isotopiques au chapitre IV et la modélisation hydrologique au chapitre VI). Les résultats obtenus avec le modèle SWAT calibré et les données projetées montrent effectivement un impact fortement perceptible des changements climatiques sur la recharge et le stock d'eau du sol aux différents horizons temporels considérés. Les sections ci-dessous permettront de préciser l'ampleur de cet impact sur chaque terme du bilan hydrique.

VII.1.3.1. Les variations de l'ETR sous les scénarios climatiques

On constate avec les moyennes interannuelles présentées dans le tableau VII-3 une augmentation de l'ETR quel que soit le scénario et l'horizon considérés. Cette augmentation est comprise entre 7% et 14% selon la période et le scénario considérés. La baisse pluviométrique constatée donc à l'horizon 2100 avec le scénario RCP8.5 n'a donc pas eu pour conséquence la réduction de l'ETR. Comme nous le verrons plus tard, cela se traduira par une baisse d'autres composantes des termes du bilan hydrique.

Tableau VII- 3: Impact potentiels des changements climatiques sur l'ETR

Mois	1971-2000	2011-2040		2041-2070		2071-2100	
	Situation de référence	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
Janvier	26	31	42	30	33	31	28
Février	18	25	34	21	24	33	42
Mars	69	78	80	76	71	87	66
Avril	119	129	119	132	112	127	122
Mai	81	87	88	96	97	97	105
Juin	66	74	71	75	81	72	78
Juillet	85	79	62	88	91	90	94
Août	85	88	96	94	99	74	98
Septembre	90	91	94	101	101	88	86
Octobre	79	81	70	86	90	92	60
Novembre	46	53	65	56	62	51	43
Décembre	33	39	40	38	45	42	37
Total ETR	797	855	861	893	906	884	859
<b>Variation par rapport à la période de référence</b>		<b>7%</b>	<b>8%</b>	<b>12%</b>	<b>14%</b>	<b>11%</b>	<b>8%</b>

VII.1.3.2. Les variations du ruissellement sous les scénarios climatiques

Avec le ruissellement, deux situations se présentent selon la période et le scénario considérés. Le scénario RCP4.5 montre (Tableau VII-1) une situation optimiste en termes de cumuls pluviométriques annuels sur l'ensemble des horizons considérés qui se traduit par une augmentation du ruissellement entre 38% et de 18% (dépendamment de l'horizon considéré). Avec le scénario RCP8.5, on constate un maintien du ruissellement dans le même ordre que la situation de référence (légère augmentation de 4%) pour la période 2011-2040 et une diminution

importante de 30% et de 52% respectivement pour les périodes 2041-2070 et 2071-2100. L'augmentation constatée du ruissellement avec le scénario RCP4.5, semble indiquer un potentiel de plus en plus important pour ce qui concerne les eaux de surface. Cependant, il pourrait aussi occasionner dans notre contexte le lessivage des sols exploités pour l'agriculture et la sédimentation des retenues d'eau de surface. Un choix judicieux de l'aménagement du territoire s'impose dans un tel cas. Quant à la baisse relativement importante du ruissellement avec le scénario RCP8.5, elle justifie la possibilité des changements climatiques à impacter significativement sur la disponibilité de la ressource en eau de surface. Ce cas interpelle les gestionnaires et les usagers de la ressource en eau, sur la nécessité d'une gestion rigoureuse de cette ressource afin d'éviter de potentiels conflits. Aussi, invite-t-il à être suffisamment rigoureux et prudent dans la planification des projets de développement rural lors de l'élaboration du SAGE Samendeni-Sourou.

**Tableau VII- 4 : Impact des changements climatiques sur le ruissellement**

Mois	1971-2000	2011-2040		2041-2070		2071-2100	
	Situation de référence	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
Janvier	0	0	0	0	0	0	0
Février	0	0	0	0	0	0	0
Mars	1	0	0	0	0	0	0
Avril	2	0	0	7	0	4	0
Mai	5	10	0	7	6	7	0
Juin	8	21	16	12	11	10	0
Juillet	12	30	25	17	12	14	2
Août	29	29	21	28	20	34	21
Septembre	26	29	19	29	15	37	19
Octobre	9	11	17	6	2	9	3
Novembre	2	0	0	5	0		
Décembre	0	0	0		0		
Total ruissèlements	94	130	98	111	66	115	45
<b>Variation par rapport à la période de référence</b>		<b>38%</b>	<b>4%</b>	<b>18%</b>	<b>-30%</b>	<b>22%</b>	<b>-52%</b>

#### VII.1.3.3. Les variations de la recharge sous les scénarios climatiques

Quant à la recharge, nous constatons avec le scénario RCP4.5 un maintien des ordres de grandeurs actuelles (faible augmentation de 4%) dans le court terme (2011-2040), tandis que

le scénario RCP8.5 suggère pour cette même période une diminution relativement importante de 10%. Pour les périodes (2041-2070) et (2071-2100), les deux scénarios suggèrent une baisse de la recharge entre 8% et 87%. Comme nous l'avons souligné plus haut, cette situation aurait un lien avec la baisse pluviométrique constatée aux mois d'août et septembre pour les deux scénarios. La relative hausse de l'ETR aurait aussi joué en défaveur de la recharge. Les résultats des deux scénarios indiquent donc globalement une menace des changements climatiques sur la disponibilité de la ressource en eau souterraine qui est la première ressource utilisée en milieu rural comme eau de boisson. Avec notamment le scénario RCP8.5, on constate une quasi absence de recharge à l'horizon 2100. Même si ce scénario est dit pessimiste, il est interpellateur vis-à-vis des potentialités des changements climatiques à impacter sur la disponibilité de la ressource en eau à l'échelle de la vie humaine. Des actions d'atténuation des potentiels impacts des changements climatiques sur les eaux souterraines envisagées dans d'autres contextes peuvent aussi bien être profitables pour notre zone d'étude. Il s'agit entre autres des actions en faveur de la recharge artificielle telles que les barrages souterrains. Encore faut-il s'assurer de leurs performances dans le contexte précis de notre zone d'étude. Cela pourrait faire l'objet d'autres projets de recherches. Une autre action préalable serait l'identification avec beaucoup plus de précision les zones les plus favorables à la recharge. Ces zones devraient non seulement être protégées mais aussi aménagées de façon à augmenter leurs potentialités en matière de recharge. Ces actions peuvent être intégrées dans le SAGE du Système Samendeni-Sourou (3S) afin de faciliter leur mise en œuvre effective.

**Tableau VII- 5 : Impact des changements climatiques sur la recharge**

Mois	1971-2000	2011-2040		2041-2070		2071-2100	
	Situation de référence	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
Janvier	0	0	0	0	0	0	0
Février	0	0	0	0	0	0	0
Mars	0	0	0	0	0	0	0
Avril	0	0	0	0	0	0	0
Mai	0	0	0	0	0	0	0
Juin	0	4	0	0	0	0	0
Juillet	2	7	2	5	2	3	2
Août	55	47	41	50	47	49	6
Septembre	65	73	69	63	47	57	8
Octobre	10	7	7	4	3	6	1
Novembre	0	0	0	0	0	0	0
Décembre	0	0	0	0	0	0	0

Mois	1971-2000	2011-2040		2041-2070		2071-2100	
	Situation de référence	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
Total recharge	133	138	119	122	99	115	17
<b>Variation par rapport à la période de référence</b>		<b>4%</b>	<b>-10%</b>	<b>-8%</b>	<b>-25%</b>	<b>-13%</b>	<b>-87%</b>

*VII.1.3.4. Les variations de la réserve en eau du sol sous les scénarios climatiques*

Pour ce qui concerne la variation de la réserve en eau du sol, le scénario RCP4.5 suggère une légère augmentation de l'humidité du sol pour les périodes (2011-2040) et (2041-2070) (Tableau VII-6) respectivement de 9% et 6%. Cette hausse serait en lien avec la hausse espérée des cumuls pluviométriques annuels avec le scénario RCP4.5. Ce scénario suggère aussi un maintien de l'humidité actuelle du sol jusqu'à l'horizon 2100 (baisse très faible de 1%). Cette évolution de la réserve en eau du sol (constatée avec le scénario RCP4.5) qui diffère de celle constatée avec la recharge nous laisse assez perplexe ! Néanmoins, on pourrait la justifier par le fait que les sols en place permettent de stocker l'eau dans la zone racinaire et que cette eau ne participe à la recharge que lorsque le sol a atteint un certain niveau de saturation. Ainsi, le sol peut-il rester humide sans pourtant occasionner une recharge. Quant au scénario RCP8.5, il indique une baisse de la réserve en eau du sol assez similaire à celle de la recharge pour toutes les périodes considérées. Cette baisse est relativement importante et varie entre 18% et 61%, suggérant un sol de plus en plus aride à l'horizon 2100. Ce qui pourrait avoir pour conséquence une dégradation importante de l'environnement (flore et faune). La baisse de l'humidité du sol peut aussi compromettre les activités agricoles. L'irrigation pourrait devenir notamment plus contraignante avec une demande en eau plus importante pour compenser la sécheresse du sol, voire aussi une menace sur les rendements.

Dans le cadre de l'élaboration du SAGE 3S, on pourrait se contenter du scénario suffisamment optimiste (RCP4.5) qui préconise un maintien de l'humidité du sol, pour nos planifications en matière de Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE), mais là, le risque de mettre en péril les différents projets de développement serait trop grand. Autrement dit le scénario dit pessimiste dans notre contexte (RCP8.5) n'est pas improbable, et il mérite d'être pris en compte

dans une vision prospective de la gestion de la ressource en eau. Trouver le juste milieu entre les deux scénarios pourrait être une solution sage, mais la recherche d'une solution optimale voudrait qu'on aille plus loin, qu'on s'oriente vers des actions ou des perspectives de développement qui intègrent une composante de résilience climatique.

Aussi, faut-il noter que le climat n'est pas le seul élément capable de modifier les termes du bilan hydrique. L'homme a sa part de responsabilité et aurait par moment une influence assez remarquable sur les termes du bilan hydrique notamment à travers la transformation de son environnement. Nous verrons donc dans la suite, l'impact des changements environnementaux sur la disponibilité de la ressource en eau.

**Tableau VII- 6 : Impact du changement climatique sur la réserve en eau du sol**

Mois	1971-2000	2011-2040		2041-2070		2071-2100	
	Situation de référence	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
Janvier	238	296	204	288	221	256	76
Février	220	265	162	258	188	226	42
Mars	164	241	129	239	166	198	0
Avril	92	108	58	84	61	83	0
Mai	103	125	72	159	61	121	4
Juin	154	148	92	163	62	124	16
Juillet	227	203	145	226	125	198	81
Août	358	311	257	345	234	326	192
Septembre	382	384	349	344	276	355	223
Octobre	357	380	353	343	201	348	193
Novembre	312	362	320	332	192	357	165
Décembre	281	314	228	275	134	272	148
Total réserve en eau du sol	2889	3137	2369	3056	1921	2864	1140
<b>Variation par rapport à la période de référence</b>		<b>9%</b>	<b>-18%</b>	<b>6%</b>	<b>-34%</b>	<b>-1%</b>	<b>-61%</b>

## **VII.2. Étude des impacts des changements environnementaux sur les termes du bilan hydrique**

### ***VII.2.1. Approches méthodologiques***

Pour évaluer l'impact des changements environnementaux sur le ruissellement, nous avons analysé pour ce qui concerne le Mouhoun supérieur les données d'occupation des sols de l'Institut Géographique du Burkina Faso (IGB). Ainsi, sur la base de deux situations d'occupation des sols (celles de 1992 et de 2002), avons-nous dégagé des statistiques pour les différentes classes d'occupation des sols utilisées dans la calibration du modèle SWAT (Figure VII-5 et VII-6). Nous avons ensuite réalisé des extrapolations à partir des statistiques obtenues, afin de se donner une idée d'occupation des sols dans le futur. Nous adoptons cette approche au regard de l'absence de données projetées sur l'occupation des sols que ce soit au niveau national ou sur notre zone d'étude.

Nous avons donc supposé dans une première approximation que les taux de variation des différentes classes entre 1992 et 2002 sont les mêmes que les taux de variation entre 2002 et 2100 et que ces variations sont linéaires. L'hypothèse d'une évolution linéaire de la superficie des forêts ou de celle des zones cultivées entre 2002 et 2100 peut paraître peu pertinente. En effet plusieurs facteurs contribuent à expliquer la dynamique d'occupation des terres : pression démographique, les politiques d'aménagements, l'évolution du climat etc. Néanmoins, nous avons tenté l'exercice et obtenu les résultats inscrits dans le Tableau VII-7.

En supposant par exemple que la baisse de la superficie des forêts est linéaire (baisse annuelle d'environ 9254 ha), il n'y aurait plus de trace de forêt à l'horizon 2100 (Tableau VII-7). Si nous réitérons le même exercice avec les zones de savanes ou steppes arborées, nous constatons qu'elles aussi, disparaîtront avant 2070. Ce qui nous amène à formuler des hypothèses d'occupation des sols à introduire dans le modèle (calibré et validé). Nous les avons qualifiées de scénarios environnementaux.

Afin de définir des scénarios assez réalistes, nous avons distingué deux classes de forêts : les forêts non classées et les forêts classées. Ainsi avons-nous supposé permanentes les forêts classées (Tableau VII-7). Quant aux forêts non classées et les savanes et steppes arborées nous admettons une dégradation linéaire au fil des temps. En outre, nous supposons que la baisse des forêts non classées, des zones de savanes et steppes arborées est exactement compensée par la hausse des superficies des zones de cultures. Quant aux autres types d'occupation des terres elles occupent des proportions relativement faibles. De plus les,

statistiques d'occupations des terres (évolution entre 1992 et 2002) indiquent que leurs superficies évoluent très lentement. Nous osons donc espérer que malgré le caractère assez arbitraire des scénarios environnementaux définis (Tableau VII-7), les résultats issus des simulations permettront d'apprécier l'impact potentiel des changements environnementaux sur la disponibilité de la ressource en eau et de l'humidité du sol.

Le principe va consister à actualiser dans le modèle SWAT calibré et validé via l'outil de mise à jour de l'occupation du sol (*Land Use Update Edit*) la situation d'occupation du sol aux horizons 2040, 2070 et 2100. L'annexe VI-3 présente de façon simplifiée l'approche méthodologique utilisée dans cette partie.

Figure VII- 5 : Carte de l'évolution des zones des forêts et savanes arbustives ou arborées - comparaison entre 1992 et 2002

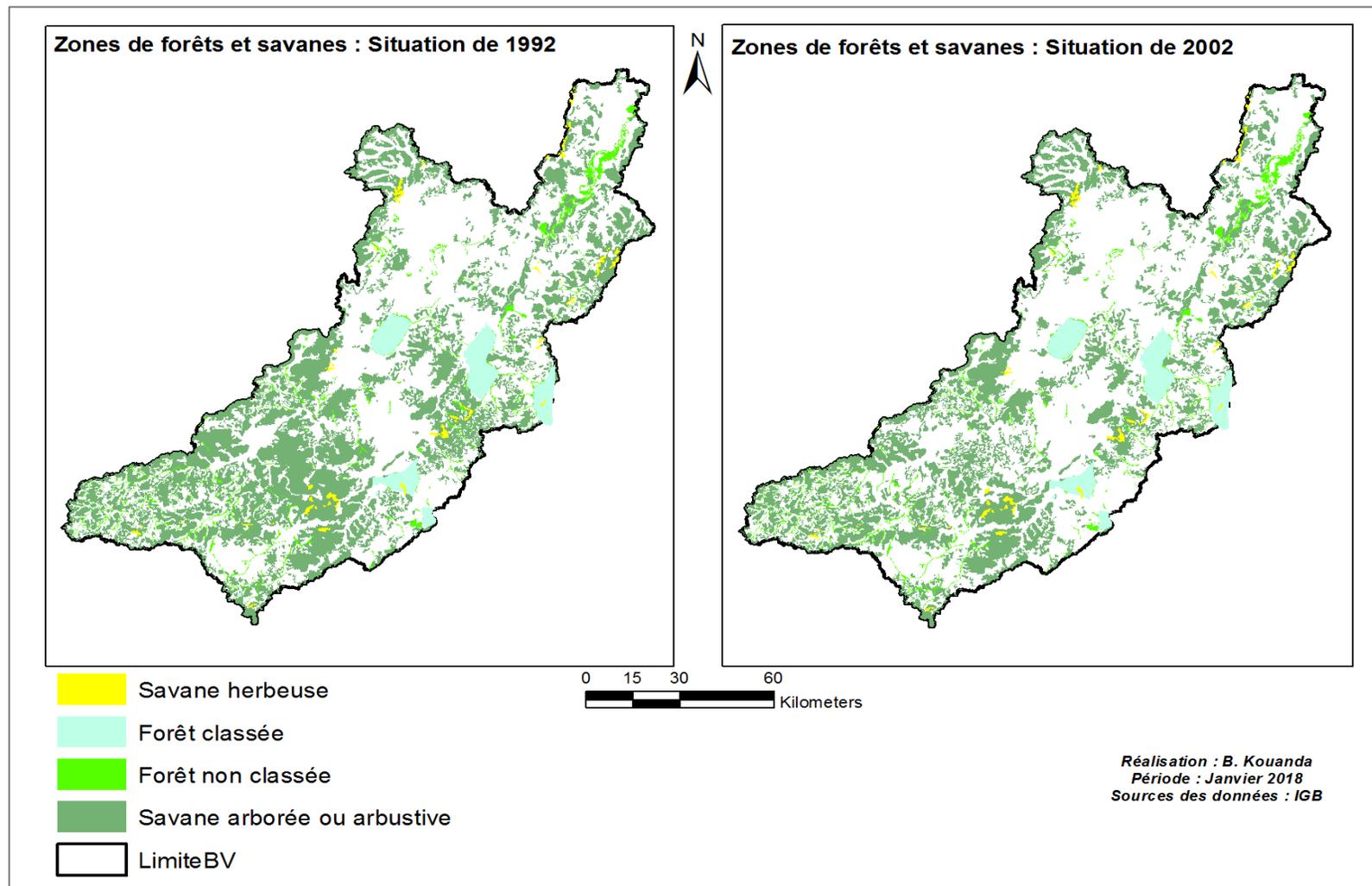


Figure VII- 6 : Carte de l'évolution des zones de cultures - comparaison entre 1992 et 2002

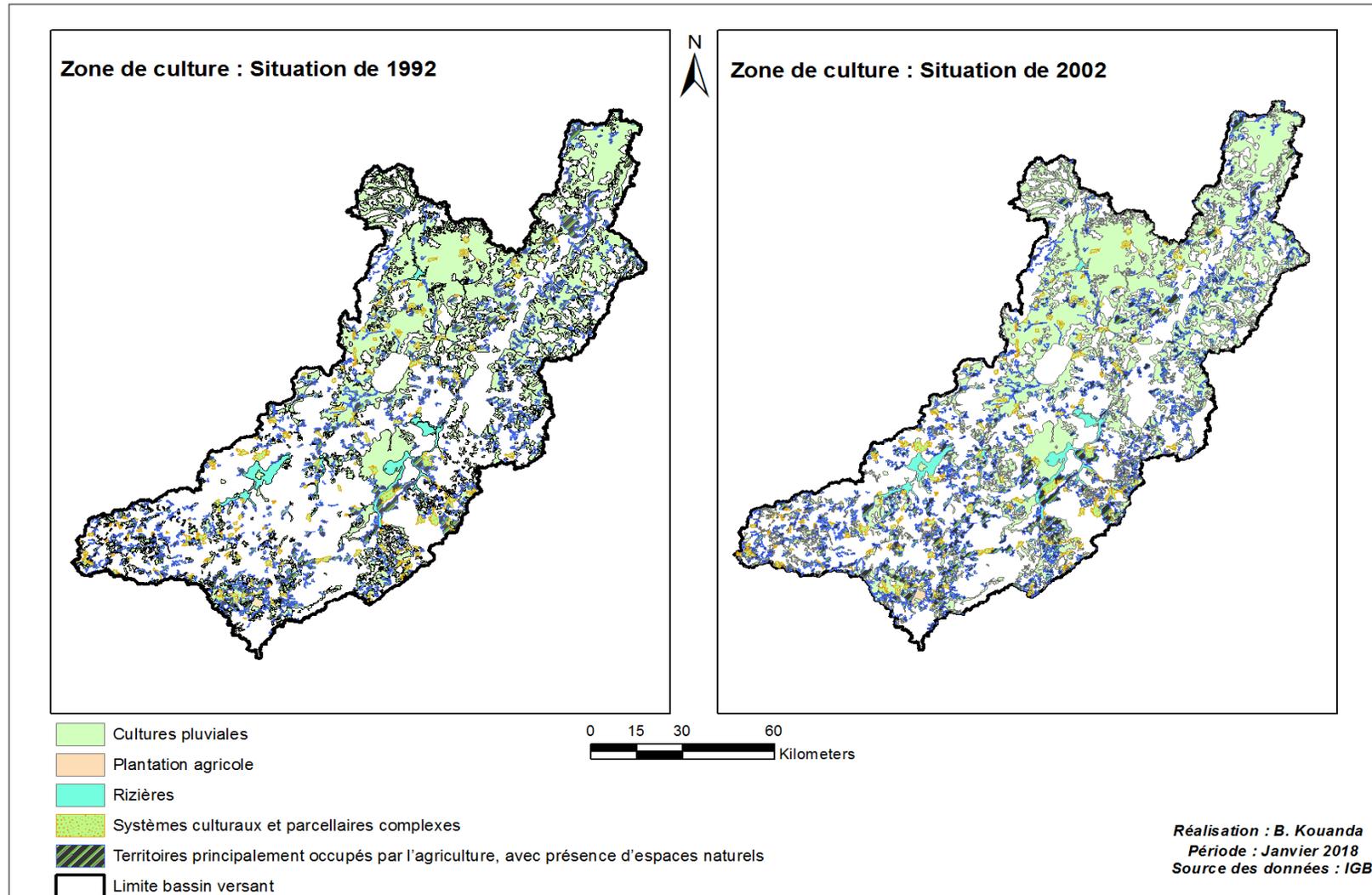


Tableau VII- 7 : Situation d'occupation des terres sur le Mouhoun supérieur en 1992 et en 2002 et scénarios d'occupation futures des terres à différentes dates

Occupation des terres	Superficie en 1992 (ha)	Superficie en 2002 (ha)	Diminution ou augmentation annuelle de la superficie (ha)	Superficie en 2040 (ha)	Hypothèse occupation des terres 2040 (Scé-CE40) (ha)	Superficie en 2070 (ha)	Hypothèse occupation des terres 2070 (Scé-CE40) (ha)	Superficie en 2100 (ha)	Hypothèse occupation des terres 2100 (Scé-CE40) (ha)
Zone de culture (sauf rizières)	716338	808879	9254	1160535	1159552	1438158	1244473	1715781	1244473
Rizières	21515	21524	1	21557	21557	21583	21583	21609	21609
Habitat- commerce et voirie	9849	10677	83	13821	13821	16303	16303	18785	18785
Sols nus	3308	3552	24	4479	4479	5211	5211	5943	5943
Forêt non classée (FRSD)	14206	11041	-316	-983	0	-10476	0	-19969	0
Forêt classée (FRSD)	49222	49222	0	49222	49222	49222	49222	49222	49222
Savane ou steppe herbeuse (RNGB)	25136	24963	-17	24305	24305	23786	23786	23267	20774
Savane ou steppe arborée ou arbustive (FRST)	520412	430204	-9021	87415	87415	-183209	0	-453832	0
Plan et cours d'eau (WATR)	7614	7538	-8	7250	7250	7022	7022	6794	6794
<b>Total général</b>	<b>1367600</b>	<b>1367600</b>	<b>0</b>	<b>1367600</b>	<b>1367600</b>	<b>1367600</b>	<b>1367600</b>	<b>1367600</b>	<b>1367600</b>

*Scé-CE40* : Scénario de Changement Environnemental en 2040

*Scé-CE70* : Scénario de Changement Environnemental en 2070

*Scé-CE100* : Scénario de Changement Environnemental en 2100

Ces différents scénarios indiquent les proportions d'occupation des terres qui ont été introduites dans le modèle SWAT (calibré et validé) pour évaluer les impacts conjoints des changements environnementaux et climatiques sur la ressource en eaux de surface et souterraines.

### ***VII.2.2. Les termes du bilan hydrique futur avec la prise en compte des changements environnementaux***

La prise en compte des changements environnementaux en plus des changements climatiques dans le modèle SWAT calibré telle que précisée dans l'approche méthodologique (section VII-2.1.) permet d'obtenir les résultats présentés dans le Tableau VII-8. Dans un premier temps, ces résultats mettent en évidence l'impact de la déforestation (disparition des forêts non classées et/ou des savanes arbustives) sur le ruissellement. Pour la période 2011-2040 (couple de scénarios (RCP4.5, Scé-CE40), les résultats indiquent une augmentation du ruissellement de 62% par rapport au ruissellement de la période de référence et une augmentation de 24% par rapport aux résultats obtenus avec la prise en compte uniquement du changement climatique. Cette même tendance est observée avec le couple de scénarios (RCP8.5, Scé-CE40) qui prévoit une hausse du ruissellement de 27% par rapport à la période de référence et une hausse de 23% par rapport aux résultats obtenus avec uniquement la prise en compte des changements climatiques. La hausse remarquable du ruissellement pourrait aggraver le lessivage des sols (déjà mentionné au chapitre VI) en les appauvrissant davantage. Elle pourrait également contribuer à intensifier l'envasement des retenues d'eau qui risqueront dans ce cas de perdre des quantités importantes de leurs capacités de stockage. Elle aurait également pour conséquence la réduction de la recharge. Cette réduction varie entre 9% et 97% par rapport aux résultats de la situation de référence dépendamment des scénarios environnementaux et climatiques considérés (Tableau VII-8). La baisse de la recharge due à l'impact conjugué des changements climatiques et de l'action de l'homme est nettement plus importante que celui du changement climatique pris isolément et précisé dans le Tableau VII-5. L'action de l'homme favorise le ruissellement au dépend de la recharge. Ce déséquilibre qui peut avoir des lourdes conséquences que ce soit d'un point de vue environnemental ou socio-économique, pourrait être revu à la baisse si l'on prend en compte dans les Schémas d'Aménagement et de Gestion de l'Eau des actions visant à favoriser une recharge artificielle et une réduction de l'ETR. En effet, les résultats ont aussi montré que l'augmentation du ruissellement et la baisse de la recharge s'accompagne d'une augmentation de l'ETR, mais dans de proportions moins grandes (augmentation entre 8% à 13% dépendamment des scénarios environnementaux et climatiques considérés). Quant à la réserve en eau du sol, en dehors du couple de scénarios (RCP4.5, Scé-CE40) qui indique le maintien des ordres de grandeurs actuelles (légère hausse de 2%), les autres couples de scénarios (RCP4.5, Scé-CE70), (RCP4.5, Scé-CE100), (RCP8.5, Scé-CE40), (RCP8.5, Scé-CE70) et (RCP8.5, Scé-CE100) suggèrent tous une baisse importante variant entre 10% et 69% par rapport à la situation de référence. La prise en compte des changements

environnementaux en plus des changements climatiques dans le modèle (calibré et validé) présage donc plus de contraintes vis-à-vis de la disponibilité de la ressource en eau et de l'humidité des sols. Ce qui nous amène à penser que dans le cadre de l'élaboration du SAGE du Système Samendeni-Sourou (3S), la planification de l'aménagement du territoire doit être suffisamment intégrée, de sorte à éviter tout déséquilibre environnemental dont les conséquences pourraient compromettre globalement dans le long terme la viabilité des investissements.

Tableau VII- 8 : Impact conjoint des changements environnementaux et climatiques sur les termes du bilan hydrique sur la période 2011-2100

		Précipitation		Ruissellement		Recharge		ETR		Réserve en eau du sol	
Situation de référence	bilan hydrique (mm)	1042		94		133		797		241	
Scénarii climatiques	-	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
Scénario environnemental (Scé-CE40)	bilan hydrique (mm)	<b>1152</b>	<b>1043</b>	152	119	121	63	862	880	246	169
	Variation par rapport à la situation de référence (%)	11%	0%	62%	27%	-9%	-53%	8%	10%	2%	-30%
Scénario environnemental (Scé-CE70)	bilan hydrique (mm)	<b>1115</b>	<b>1065</b>	131	102	116	51	896	902	216	148
	Variation par rapport à la situation de référence (%)	7%	2%	39%	9%	-13%	-62%	12%	13%	-10%	-39%
Scénario environnemental (Scé-CE100)	bilan hydrique (mm)	<b>1170</b>	<b>883</b>	133	81	101	4	893	866	207	75
	Variation par rapport à la situation de référence (%)	12%	-15%	41%	-14%	-24%	-97%	12%	9%	-14%	-69%

### **VII.3. Conclusion partielle**

Dans cette étude, la prise en compte conjointe des changements climatiques et de l'évolution de l'occupation des terres dans les simulations hydrologiques montre une tendance forte à l'augmentation du ruissellement qui pourrait atteindre 27% et 62 % (avec respectivement les scénarios RCP8.5 et RCP4.5) comparativement à la situation de référence aggravant la dégradation de la recharge qui pourrait baisser dans le cours terme (période 2011-2040) jusqu'à 9% (RCP4.5) et de 53% (RCP8.5). Dans le long terme (période 2070-2100) la recharge pourrait se dégrader d'avantage et devenir négligeable si l'on n'y prend pas garde avec un choix d'aménagement adéquat. Elle pourrait baisser de 24% avec la conjugaison des changements environnementaux et le scénario RCP4.5 et s'annuler pratiquement avec le scénario RCP8.5 (baisse de 97%).

Globalement, les résultats obtenus avec le scénario RCP8.5 montrent une tendance à l'aridification des sols et à la diminution des réserves en eau souterraine. Même si ce scénario semble assez pessimiste, et que les résultats obtenus paraissent par moment trop exagérés, il demeure interpellateur vis-à-vis des potentialités des changements climatiques à impacter la disponibilité de la ressource en eau à l'échelle de la vie humaine.

On pourrait se contenter du scénario généralement optimiste (RCP4.5), qui préconise même avec la prise en compte des changements environnementaux, un maintien de l'humidité du sol jusqu'à l'horizon 2040, pour nos planifications en matière de Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE), mais le risque de mettre en péril les différents projets de développement serait trop grand. Autrement dit, le scénario qualifié de pessimiste dans notre contexte (RCP8.5) n'est pas improbable, et il mérite d'être pris en compte dans une vision prospective de la gestion de la ressource en eau. Trouver le juste milieu entre les deux scénarios pourrait être une solution sage, mais la recherche d'une solution optimale voudrait qu'on aille plus loin, qu'on s'oriente vers des actions ou des perspectives de développement qui intègrent une composante de résilience climatique. Des actions d'adaptation envisagées dans d'autres contextes peuvent bien être aussi profitables pour notre zone d'étude. Il s'agit entre autres des actions en faveur de la recharge artificielle telles que la réalisation de barrages souterrains. Encore faut-il s'assurer de leurs performances dans le contexte précis de notre zone d'étude. Cela pourrait se faire à travers des projets pilotes ou des investigations expérimentales réalisé(e)s de façon participative en impliquant non seulement les décideurs politiques et les scientifiques, mais

aussi les collectivités territoriales afin de favoriser le partage d'expérience et la vulgarisation des résultats jugés satisfaisants.

## CHAPITRE VIII

### CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Ce chapitre constitue une synthèse assez exhaustive de la présente étude et propose des perspectives orientées à la fois recherche et développement.

## CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

La présente étude s'inscrit dans le cadre du Programme National GIRE au Burkina Faso. Soutenu par l'État burkinabè à travers le Secrétariat Permanent pour la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (SP-GIRE) et ses partenaires notamment le DANIDA, ce projet de recherche accompagne l'élaboration des Schémas d'Aménagements et de Gestion de l'Eau du complexe Ms-S avec des outils d'aide à la décision. Notre objectif général a été de contribuer à une meilleure connaissance de la dynamique des eaux de surface et des eaux souterraines, ainsi que leurs interactions au niveau du complexe Mouhoun supérieur-Sourou (Ms-S). Plus spécifiquement, nous nous sommes intéressés à la caractérisation hydrologique du complexe Ms-S, à la compréhension des interactions eaux de surface - eaux souterraines et à l'étude des impacts potentiels des changements climatiques et environnementaux sur les ressources en eau.

### VIII.1. Synthèse des résultats

#### *VIII.1.1. Description des éléments susceptibles d'influencer la réponse hydrologique (milieu physique et climatique)*

La description du milieu physique et climatique à travers des connaissances antérieures et de quelques investigations supplémentaires permettent de noter les éléments clés suivants dans la zone d'étude:

- (i) Une rupture climatique depuis les années 1970 que ce soit dans la partie soudanienne ou la partie soudano-sahélienne qui se présente de différentes façons selon le paramètre considéré. Dans la partie soudanienne, nous avons noté une tendance significative à la baisse des précipitations annuelles et des précipitations maximales journalières. Dans la partie soudano-sahélienne, la baisse des précipitations annuelles est peu significative. Aussi a-t-on remarqué dans la partie soudano-sahélienne une hausse des précipitations maximales journalières même si elle ne paraît pas significative avec les tests utilisés. Quant aux paramètres tels que l'évapotranspiration potentielle, les minima annuels des températures minimales journalières, les maxima annuels des températures maximales journalières, ils présentent dans les deux zones climatiques considérées, une tendance à la hausse qui est significative.

- (ii) Il existe une mosaïque de sols. Pendant que d'autres présentent une perméabilité intéressante, il existe aussi des sols sur matériaux alluvionnaires de texture argileuse, sujets à une mauvaise perméabilité.
- (iii) Le complexe Ms-S qui se superpose pratiquement à la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni peut être considéré comme un aquifère unique multicouche. Ainsi est-il pertinent dans une approche régionale, de regrouper l'ensemble des couches (qui constituent des "sous aquifères") en deux grands ensembles pour les investigations sur les mécanismes de minéralisation des eaux et pour l'étude des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Ces deux grands ensembles sont : l'Infra Cambrien (IC) composé de neuf (9) "sous aquifères" et le Continental Terminal (CT). Ce regroupement permet aussi d'adopter une typologie commune reconnue par les acteurs de l'eau au Burkina Faso et au Mali.
- (iv) Le complexe Ms-S présente un paysage peu accidenté dans son ensemble. Néanmoins, il existe une hétérogénéité remarquable en termes de relief surtout dans la partie Sud.
- (v) L'occupation des terres est assez hétérogène et se partage globalement entre les zones de cultures, les forêts et les savanes. Quelques aménagements structurants sont également à prendre en compte. Aussi faut-il noter que l'occupation des terres est très évolutive et se caractérise par une dégradation des zones boisées aux profits des zones de cultures.

Ces éléments nous ont permis de comprendre davantage les causes de la complexité de l'évaluation des termes du bilan hydrique précisée dans la problématique de cette étude. De même elle suscite davantage de l'intérêt pour la prise en compte des hétérogénéités physiques et des changements climatiques dans la simulation de la réponse hydrologique et dans l'évaluation des termes du bilan hydrique.

#### ***VIII-1.2. Caractérisation hydrologique du complexe Mouhoun supérieur Sourou***

Le complexe Ms-S dans son ensemble (au Burkina Faso et au Mali) couvre une superficie d'environ 51 885 km<sup>2</sup> avec un réseau hydrographique essentiellement dendritique et d'ordre 7 selon la classification de Strahler (ordre du Mouhoun). L'indice global de pente (Ig) du Mouhoun supérieur est estimé 0.57m/km et l'indice de compacité de Gavelius à 1.97, caractéristique d'un bassin versant bien allongé. Pour ce qui concerne spécifiquement le Mouhoun supérieur d'exutoire la station de Nwokuy (dominé par la zone soudano-sahélienne),

l'année hydrologique commence en général en début mai et le temps de montée de la crue annuelle est estimé à 153 jours pour un temps de base de 199 jours. Le débit moyen interannuel (1965-1983) vaut 22.4 m<sup>3</sup>/s. Cependant, durant les basses eaux le Mouhoun débite par moment moins de 1m<sup>3</sup>/s à la station de Nwokuy et pendant les crues, on peut enregistrer des débits importants pouvant avoisiner 200m<sup>3</sup>/s. Le débit spécifique moyen étant estimé à 1.6 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup> pour une lame d'eau d'environ 49 mm et un coefficient d'écoulement de 6.3%. La période de tarissement se caractérise par des débits variant en moyenne entre 5.5 m<sup>3</sup>/s (au début du tarissement) et 2 m<sup>3</sup>/s à la fin de l'année hydrologique et le coefficient de tarissement moyen de l'ordre de 0.01.

À l'exutoire du sous bassin versant Samendeni en zone soudanienne, on enregistre un débit moyen de 14.5 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> sur la période 1960-2013. Le débit maximal annuel peut atteindre 587 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Autant les crues sont souvent très aiguës, les étiages sont assez sévères certaines années et se caractérisent par des débits pratiquement nuls. Précisons cependant que les débits moyens, de même que les débits minima et maxima à la station de Samendeni vont largement subir des modifications avec la mise en eau du barrage de Samendeni qui a eu lieu courant 2017 et surtout de la gestion future de l'eau stockée. Une bonne gestion de cette eau peut permettre de mieux contrôler les débits de sorte que les étiages soient moins sévères. Mais, comme on l'a constaté avec les résultats de la modélisation hydrologique, l'évaporation réelle occupe des proportions importantes dans le bilan hydrique. On doit donc s'attendre à des pertes énormes d'eau par évaporation liées au stockage. En outre, les données historiques montrent un coefficient d'écoulement (Ke) très variable à Samendeni comparativement à l'ensemble du Mouhoun supérieur. Il varie entre 2.3% et 18.7% pour une moyenne de 9.7%. Cela indique la forte sensibilité du sous bassin versant de Samendeni à la variabilité climatique. La conjugaison de l'évaporation et de la sensibilité du bassin versant à la variabilité climatique peut compliquer la gestion de l'eau en dehors de la période pluvieuse, surtout pour les années à faible pluviométrie. Le temps de montée moyen de la crue annuelle à Samendeni est estimé à 90 jours à partir de début mai et le temps de base moyen à 155 jours. Le tarissement débute donc à Samendeni à partir de fin septembre ou début octobre avec en moyenne un débit de 2.8 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. À la fin de l'année hydrologique (fin avril), le débit moyen est estimé à 0.9 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Quant au coefficient de tarissement à Samendeni, il est exactement dans le même ordre que celui de l'ensemble du Mouhoun supérieur suggérant que sur le bassin versant de Samendeni, on enregistre la même dynamique dans la vidange de la nappe que sur l'ensemble du Mouhoun supérieur. Cela est en concordance avec les études antérieures qui soutiennent l'existence d'une

nappe unique sur l'ensemble de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Dakoure 2003; Derouane 2008; Huneau et al. 2011). La lame d'eau théorique observée sur le bassin de Samendeni est en moyenne de 101 mm, pour un débit spécifique de  $3.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / \text{km}^2$ . La lame d'eau moyenne interannuelle est relativement plus importante que sur l'ensemble du Mouhoun supérieur (voire le double), de même que le débit spécifique moyen. Cela pourrait s'expliquer non seulement par la relative abondance des précipitations dans la partie soudanienne de la zone d'étude mais aussi par l'importance du ruissellement dans cette zone.

L'analyse statistique des débits moyens annuels à Samendeni et à Nwokuy indique la non stationnarité des séries hydrologiques. La rupture commune constatée aux deux stations autour de 1970 est principalement en lien avec la variabilité ou les changements climatiques précisé(es). Une seconde rupture constatée à la station de Nwokuy (en 1983) est d'origine anthropique et résulte du système de régulation des eaux à la confluence Mouhoun-Sourou. Bien que les débits moyens annuels ne dégagent pas une tendance significative à la baisse, nous constatons un déficit d'écoulement important après la rupture de 1970 que ce soit à Nwokuy ou à Samendeni. À Nwokuy, le déficit est estimé à 50% en écartant la période sous l'influence anthropique (période postérieure à 1983). À Samendeni, le déficit est moins important (24%) avec une série plus longue qui prend en compte les dernières années (2000-2013) qui sont de plus en plus humides. Enfin, nous avons constaté avec les investigations statistiques que les débits au début de tarissement et à la fin de l'année hydrologique, constitués presque exclusivement par les eaux des nappes, présentent une tendance significative à la baisse tandis que le coefficient de tarissement augmente. Cette situation a déjà été mise en évidence sur le Bani à Douna (Olivry et al. 1993) et sur le Niger à Koulikoro (Chevallier et Pouyaud 1996) et traduirait globalement une diminution des ressources souterraines d'après les auteurs de ces études. Les tendances dans le temps associées à certains indicateurs (calculés sur la base d'observation de terrain) sont interpellateurs vis-à-vis des pressions anthropiques et climatiques à la fois sur les eaux de surface et les eaux souterraines. Dans le cadre d'une gestion intégrée de la ressource en eau, on pourrait se poser d'autres questions : Qu'en est-il des interactions entre ces deux composantes du cycle de l'eau surtout dans notre contexte précis où on enregistre de nombreuses sources d'eau pérennes ? Comment évolue la qualité minéralogique de l'eau ? D'autres investigations permettent d'en discuter ci-dessous.

### **VIII.1.3. Contribution de la géochimie et de l'isotopie à la compréhension des interactions eaux de surfaces-eaux souterraines**

Les investigations hydrochimiques ont permis de distinguer dans la zone d'étude quatre types d'eau : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>, Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>, Ca-HCO<sub>3</sub> et Na-K-HCO<sub>3</sub>. Cependant, il existe un seul faciès dominant qui est le bicarbonaté calcique et magnésien (Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>) que ce soit pour les eaux de surface ou les eaux souterraines, soutenant une forte interaction entre ces deux composantes. La comparaison entre les anciennes données collectées dans la période 1980-2003 et des données récentes (2013-2016) a permis de mettre en évidence une évolution du faciès hydrochimique chloruré (Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>) dans certaines parties de la zone d'étude. Dans le Continental Terminal, la proportion actuelle est de 20% contre 5% avec les anciennes données. Dans l'Infra Cambrien, l'évolution de ce faciès (Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>) est remarquable dans deux sous aquifères : le GFB et le GGQ qui constituent des espaces très favorables à la recharge. La comparaison entre les anciennes données et les nouvelles données indique en effet une évolution du faciès Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub> de 0% à 50% au niveau des GFB et une évolution de de 6% à 19% dans les GGQ.

Quant au mécanisme de minéralisation dans la zone d'étude, il se fait essentiellement à travers quatre processus : (i) la dissolution des minéraux carbonatés (processus dominant) et des minéraux évaporitiques (processus secondaire) dans toute la zone d'étude principalement l'ICT (Burkina Faso et Mali) et le CT (Burkina Faso), (ii) la précipitation des minéraux carbonatés essentiellement dans le CT et l'ICP du Mali, (iii) les échanges cationiques avec les minéraux argileux qui se traduit principalement par une libération d'ions Na<sup>+</sup> contre une fixation d'ions Ca<sup>2+</sup>, (iv) l'acquisition des nitrates, potassium et chlorures à travers les pollutions anthropiques (notamment l'utilisation des engrais chimiques).

L'usage des isotopes stables des eaux de pluies de seize (16) stations GNIP du Burkina Faso, du Mali et du Niger a permis de définir une Droite Météorique Régionale (DMR) d'équation  $\delta^2\text{H}=7.9 (\pm 0.17) \delta^{18}\text{O}+10.21 (\pm 0.81)$ , très proche de la Droite Météorique Mondiale (DMM). Les isotopes stables des eaux souterraines et de surface ont permis de mettre en évidence : (i) une recharge actuelle importante qui se caractérise par un regroupement des échantillons d'eaux analysés autour de la DMR et DMM, (ii) une évaporation de certains échantillons d'eaux souterraines essentiellement dans le CT et caractérisable par un alignement de ces échantillons suivant une droite de pente 4.63 en dessous de la DMR (et de la DMM), (iii) une évaporation très remarquables des eaux stockées en surface à travers une droite de pente similaire à la droite d'évaporation des eaux souterraines du CT. Les signes d'évaporation

constatés dans les eaux souterraines du CT peuvent être expliqués par la recharge des eaux de surface évaporées provenant des nombreux lacs endoréiques du CT. Néanmoins, l'hypothèse d'une ré-évaporation des eaux rechargées n'est pas à exclure dans le CT surtout dans les zones où la nappe est assez superficielle.

L'utilisation conjointe de la Conductivité Électrique (CE) et de l'oxygène 18 a permis de confirmer (i) l'évaporation des eaux souterraines dans le CT à travers une évolution positive de la charge minérale en fonction de la composition isotopique, (ii) la dissolution/précipitation des minéraux carbonatés et des évaporites dans l'Infra Cambrien par une évolution remarquable de la charge minérale sans un changement important dans la composition isotopique.

L'utilisation du tritium a permis non seulement de confirmer l'existence d'une recharge actuelle importante (beaucoup d'échantillons tritiés), mais aussi de préciser l'existence d'eaux anciennes (sans tritium) dans certains compartiment de la zone d'étude. La discussion sur la base des teneurs actuelles de tritium dans les eaux milite en faveur d'une eau souterraine qui se renouvelle, même si le temps de renouvellement est relativement long. Les cartes élaborées sur la base de la Conductivité Électrique et du tritium ont permis une représentation spatiale qui discrimine les zones potentielles de recharge. Cette représentation est aussi en concordance avec la carte piézométrique pour ce qui concerne la partie burkinabè de la zone d'étude. Aussi a-t-on remarqué qu'une adaptation du modèle de Toth (1963) à la zone d'étude permet d'améliorer nos connaissances sur les mécanismes qui gouvernent les écoulements souterrains. En somme, les investigations isotopiques et géochimiques améliorent notre compréhension des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Quant à l'évaluation quantitative des écoulements souterrains, elle est présentée dans la section précédente.

#### ***VIII.1.4. Évaluation quantitative des écoulements souterrains***

Une bonne évaluation quantitative de l'écoulement souterrain peut aider à une bonne identification des termes du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant. Pour évaluer les écoulements souterrains sur le Mouhoun supérieur, quatre (4) modèles empiriques ayant pour inputs des débits journaliers et qui sont basés sur le principe des filtres numériques récursifs (*Recursive Digital Filters = RDF*) ont été utilisés tout d'abord sur l'année hydrologique 2017-2018. Les résultats issus de ces modèles empiriques ont été comparés statistiquement à ceux obtenus par l'approche de Bilan Massique basée sur la Conductivité électrique de l'eau (*Conductivity Mass Balance = CMB*). Cette comparaison a permis d'évaluer dans notre contexte hydrologique et hydrogéologique les performances des modèles empiriques

implémentés. Il a été constaté que les quatre méthodes RDF utilisées sont significativement différentes de la méthode CMB dans la zone d'étude. Parmi les méthodes RDF, le modèle de Eckhardt, qui prend en compte l'hydrologie et l'hydrogéologie du bassin versant a été calibré avec succès en utilisant les résultats de la méthode CMB comme données d'observation. La méthode CMB a estimé l'écoulement souterrain à 45% de l'écoulement total à la station de Samendeni entre Juillet et Octobre 2017 (période pluvieuse). Quant au modèle calibré, il a permis d'estimer l'écoulement souterrain interannuel (1960-2013) à 41% de l'écoulement total durant la période pluvieuse (Juillet à Octobre). En dehors de la période pluvieuse, le Mouhoun est alimenté essentiellement par des écoulements souterrains. Ce résultat montre l'importance de l'écoulement souterrain dans la réponse hydrologique sur le Mouhoun.

Une autre approche basée sur la modélisation, est développée ci-dessous pour améliorer non seulement nos connaissances sur les termes du bilan hydrique mais aussi afin de préciser l'impact des changements climatiques et environnementaux sur la réponse hydrologique.

#### ***VIII.1.5. Réponse hydrologique et termes du bilan hydrique par la modélisation hydrologique***

La simulation de la réponse hydrologique a été réalisée avec succès à l'aide du modèle SWAT sur le Mouhoun supérieur (Ms). Le modèle calibré a servi dans un premier temps à estimer les termes du bilan hydrique et la réserve en eau du sol aux pas de temps mensuel et annuel sur le Mouhoun supérieur. Sur l'ensemble du Ms dominé par la zone soudano-sahélienne, les termes du bilan hydrique interannuel peuvent se résumer par :  $P (960\text{mm}) = \text{Ruissellement} (41\text{mm}) + \text{Recharge} (124\text{mm}) + \text{ETR} (804\text{mm}) + \text{Variation de stock} (-10\text{mm})$ . Soit en termes de pourcentages :  $P (100\%) = \text{Ruissellement} (4.3\%) + \text{Recharge} (12.9\%) + \text{ETR} (84.8\%) + \text{Variation de stock} (-1\%)$ . Un zoom sur le bassin de Samendeni en zone soudanienne donne le bilan interannuel suivant :  $P (1089\text{mm}) = \text{Ruissellement} (103\text{mm}) + \text{Recharge} (170\text{mm}) + \text{ETR} (804\text{mm}) + \text{Variation de stock} (13\text{mm})$ . En terme de pourcentage on aura  $P (100\%) = \text{Ruissellement} (9\%) + \text{Recharge} (16\%) + \text{ETR} (74\%) + \text{Variation de stock} (1\%)$ . Les valeurs mensuelles de la réserve en eau du sol qui est très essentielle dans l'évaluation des besoins en eau des plantes, notamment dans le domaine de l'irrigation ont été évaluées, et les valeurs mensuelles obtenues varient entre 40 mm et 334 mm sur l'ensemble du Ms et entre 88 mm et 381mm sur le bassin de Samendeni. Que ce soit sur l'ensemble du Ms ou sur le bassin de Samendeni, les trois mois de l'année où le sol présente plus de sécheresse sont : avril, mai et juin. Le constat est le suivant, après la période pluvieuse, le sol maintient une certaine humidité jusqu'en mars qu'il convient de tenir compte dans la planification de l'irrigation afin

d'économiser l'eau pour d'autres usages ou pour favoriser l'extension des superficies aménagées.

Aussi avons-nous noté que le modèle SWAT calibré peut être non seulement un outil efficace de comblement des données hydrométriques mais aussi un outils d'évaluation des termes du bilan hydrique sur des sous-bassins versants non jaugés qui appartiennent à un bassin versant ayant déjà fait l'objet de calibration avec le modèle. Quant à l'utilisation du modèle calibré pour la simulation des termes du bilan hydrique sous l'influence des changements climatiques et environnementaux, elle est présentée ci-dessous.

#### ***VIII.1.6. Impacts des changements climatiques et environnementaux sur les termes du bilan hydrique***

La prise en compte conjointe de l'évolution de l'occupation des terres et des changements climatiques dans le modèle SWAT (calibré et validé) met en évidence l'impact de la déforestation sur le ruissellement dont l'augmentation pourrait atteindre 62% par rapport aux ruissellements de la période de référence et 32% par rapport aux résultats obtenus avec la prise en compte uniquement des changements climatiques. Cette hausse remarquable du ruissellement pourrait entraîner le lessivage des sols en les appauvrissant davantage. Elle pourrait également contribuer à augmenter la sédimentation des retenues d'eau qui risqueront dans ce cas de perdre des quantités importantes de leurs capacités de stockage. Elle aurait également pour conséquence la réduction de la recharge, qui pourrait baisser dans le long terme de 24% avec la conjugaison des changements environnementaux et le scénario RCP4.5 et s'annuler pratiquement avec la conjugaison des changements environnementaux et le scénario RCP8.5 (baisse de 97%). La baisse de la recharge due à l'impact conjugué des changements climatiques et de l'action de l'homme est nettement plus importante que celle due aux changements climatiques pris isolément. L'action de l'homme favorise le ruissellement au dépend de la recharge. Un tel déséquilibre pourrait avoir des lourdes conséquences que ce soit d'un point de vue environnemental ou socio-économique.

Les résultats ont aussi montré que l'augmentation du ruissellement s'accompagne d'une augmentation de l'ETR, mais dans de proportions moins grandes (augmentation entre 8% et 13% dépendamment des scénarios environnementaux et climatiques considérés).

Quant à la réserve en eau du sol, en dehors du couple de scénarios (RCP4.5, Scé-CE40) qui indique le maintien des ordres de grandeurs actuelles (légère hausse de 2%), les autres couples de scénarios (RCP4.5, Scé-CE70), (RCP4.5, Scé-CE100), (RCP8.5, Scé-CE40), (RCP8.5, Scé-

CE70) et (RCP8.5, Scé-CE100) suggèrent tous, une baisse importante variant entre 10% et 69% par rapport à la situation de référence.

La prise en compte des changements environnementaux en plus des changements climatiques dans le modèle (calibré et validé) présage donc plus de contraintes vis-à-vis de la disponibilité de la ressource en eau et de l'humidité des sols. Ce qui nous amène à penser que dans le cadre de l'élaboration du SAGE du Système Samendeni-Sourou (3S), la planification de l'aménagement du territoire doit être suffisamment intégrée, de sorte à éviter tout déséquilibre environnemental dont les conséquences pourraient compromettre globalement dans le long terme la viabilité des investissements.

Aussi convient-il de mentionner que, même si le scénario RCP8.5 semble assez pessimiste et que les résultats obtenus paraissent par moment trop exagérés, il demeure interpellateur vis-à-vis des potentialités des changements climatiques à impacter la disponibilité de la ressource en eau à l'échelle de la vie humaine.

On pourrait se contenter du scénario généralement optimiste (RCP4.5), qui préconise (même avec la prise en compte des changements environnementaux) un maintien de l'humidité actuelle des sols jusqu'à l'horizon 2040, pour nos planifications en matière de Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE), mais le risque de mettre en péril les différents projets de développement serait trop grand. Autrement dit, le scénario qualifié de pessimiste dans notre contexte (RCP8.5) n'est pas improbable, et il mérite d'être pris en compte dans une vision prospective de la gestion de la ressource en eau. Trouver le juste milieu entre les deux scénarios pourrait être une solution sage, mais la recherche d'une solution optimale voudrait qu'on aille plus loin, qu'on s'oriente vers des actions ou des perspectives de développement qui intègrent une composante de résilience climatique.

## **VIII.2. Perspectives de la recherche**

L'ensemble des résultats obtenus constitue des éléments d'aide à la décision pour l'élaboration des schémas d'Aménagement et de Gestion de l'Eau (SAGE) du complexe Mouhoun supérieur-Sourou. Au-delà du SAGE, cette étude vient renforcer les études précédentes dans la zone d'étude en apportant des éléments nouveaux tels que la discussion des méthodes d'évaluation des écoulements souterrains, la modélisation hydrologique qui prend en compte la dynamique évolutive des utilisations des terres et des changements climatiques. Cependant, la prise en compte des réservoirs de stockage d'eau de surface devra permettre d'améliorer la

robustesse du modèle et cela nécessite aussi un suivi continu et rigoureux des prélèvements d'eau.

Quant aux résultats géochimiques et isotopiques, ils apportent des éléments nouveaux en soutenant une recharge actuelle importante, mais cela se fait de façon simultanée avec une évolution remarquable du faciès hydrochimique à chlorures (Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>) au niveau de certains aquifères. Cela pourrait avoir pour conséquence une dégradation de la qualité des eaux de boisson dans les années à venir. Des mesures idoines doivent donc être prises pour la protection des zones de recharge. Cependant, les aires de recharge identifiées dans le cadre de cette étude restent indicatives compte tenu du maillage utilisé pour l'échantillonnage. Une investigation isotopique plus profonde à travers un dispositif d'échantillonnage bien défini, axé à la fois sur les eaux souterraines, les eaux de surface et les eaux des pluies serait une excellente piste pour identifier avec beaucoup plus de précision les aires de recharge dans la zone d'étude.

En outre cette étude a mis en évidence, les impacts potentiels de la pression de l'homme et du climat futur sur les ressources en eaux, notamment souterraines. Des actions d'adaptation envisagées dans d'autres contextes peuvent bien être profitables pour notre zone d'étude. Il s'agit entre autres des actions en faveur de la recharge artificielle telles que la réalisation de barrages souterrains. Encore faut-il s'assurer de leurs performances dans le contexte précis de notre zone d'étude. Cela pourrait se faire à travers des projets pilotes ou des investigations expérimentales réalisé(e)s de façon participative en impliquant non seulement les décideurs politiques et les scientifiques, mais aussi les collectivités territoriales afin de favoriser le partage d'expérience et la vulgarisation des résultats jugés satisfaisants.

**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- Abbaspour KC (2015) SWAT calibration and uncertainty programs. [https://swat.tamu.edu/media/114860/usermanual\\_swatcup.pdf](https://swat.tamu.edu/media/114860/usermanual_swatcup.pdf)
- Aich V, Liersch S, Vetter T, et al (2015) Climate or Land Use?—Attribution of Changes in River Flooding in the Sahel Zone. *Water* 7:2796–2820. doi: 10.3390/w7062796
- AIEA (2017) Integrated and Sustainable Management of Shared Aquifer Systems and Basins of the Sahel Region
- Akpoti K, Antwi E, Kabo-bah A (2016) Impacts of Rainfall Variability, Land Use and Land Cover Change on Stream Flow of the Black Volta Basin, West Africa. *Hydrology* 3:26. doi: 10.3390/hydrology3030026
- Aksoy H, Wittenberg H (2011) Nonlinear baseflow recession analysis in watersheds with intermittent streamflow. *Hydrological Sciences Journal* 56:226–237. doi: 10.1080/02626667.2011.553614
- Amoussou E, Camberlin P, Mahé G (2012) Impact de la variabilité climatique et du barrage Nangbéto sur l'hydrologie du système Mono-Couffo (Afrique de l'Ouest). *Hydrological Sciences Journal* 57:805–817. doi: 10.1080/02626667.2011.643799
- Angelina A, Gado Djibo A, Seidou O, et al (2015) Changes to flow regime on the Niger River at Koulikoro under a changing climate. *Hydrological Sciences Journal* 60:1709–1723. doi: 10.1080/02626667.2014.916407
- Arnold JG, Allen PM (1999) Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 35:411–424. doi: 10.1111/j.1752-1688.1999.tb03599.x
- Arnold JG, Srinivasan R, Muttiah RS, Williams JR (1998) Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 34:73–89
- Ashraf Vaghefi S, Mousavi SJ, Abbaspour KC, et al (2015) Integration of hydrologic and water allocation models in basin-scale water resources management considering crop pattern and climate change: Karkheh River Basin in Iran. *Reg Environ Change* 15:475–484. doi: 10.1007/s10113-013-0573-9
- Awotwi A, Yeboah F, Kumi M (2015) Assessing the impact of land cover changes on water balance components of White Volta Basin in West Africa: Land cover changes and water balance components. *Water and Environment Journal* 29:259–267. doi: 10.1111/wej.12100
- Awoye OHR (2007) Modélisation du bilan hydrologique du bassin versant du Klou : contribution à la gestion durable des ressources en eau dans le Zou
- Bamba F, Mahe G, Bricquet JP, Olivry JC (1996) Changements climatiques et variabilité des ressources en eau des bassins du Haut Niger et de la Cuvette Lacustre. *Réseaux*

- hydrométriques, réseaux télématiques, réseaux scientifiques: nouveaux visages de l'Hydrologie Régionale en Afrique 10–11
- Ben Moussa A (2011) Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique du système aquifère de Hammamet Nabeul, Cap Bon, Tunisie Nord orientale
- Bhaduri B, Harbor J, Engel B, Grove M (2000) Assessing Watershed-Scale, Long-Term Hydrologic Impacts of Land-Use Change Using a GIS-NPS Model. *Environmental Management* 26:643–658. doi: 10.1007/s002670010122
- Bioteau T, Bordenave P, Laurent F, Ruelland D (2002) Evaluation des risques de pollution diffuse par l'azote d'origine agricole à l'échelle de bassins versants : intérêts d'une approche par modélisation avec SWAT®. *Ingénieries - E A T* 3–12
- Blöschl G, Sivapalan M (1995) Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological processes* 9:251–290
- Bossa AY, Diekkrüger B, Giertz S, et al (2012a) Modeling the effects of crop patterns and management scenarios on N and P loads to surface water and groundwater in a semi-humid catchment (West Africa). *Agricultural Water Management* 115:20–37. doi: 10.1016/j.agwat.2012.08.011
- Bossa AY, Diekkrüger B, Igué AM, Gaiser T (2012b) Analyzing the effects of different soil databases on modeling of hydrological processes and sediment yield in Benin (West Africa). *Geoderma* 173–174:61–74. doi: 10.1016/j.geoderma.2012.01.012
- Boussinesq J (1904) Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journal de mathématiques pures et appliquées* 5:5–78
- Boyer JF (2002) Logiciel Khronostat d'analyse statistique de séries chronologique, IRD UR2, Programme 21 FRIEND AOC, Equipe Hydrologie UMRGBE. Université de Montpellier II, Ecole des Mines de Paris
- BRGM (2015) Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes: complément d'étude pour la caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines
- Brodie RS, Hostetler S, Slatter E (2008) Comparison of daily percentiles of streamflow and rainfall to investigate stream–aquifer connectivity. *Journal of Hydrology* 349:56–67. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.10.056
- Burn DH, Hag Elnur MA (2002) Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology* 255:107–122. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00514-5
- Camara M, Diedhiou A, Sow BA, et al (2013) Analysis of rainfall simulated by CORDEX regional climate models over West Africa. *Science et changements planétaires / Sécheresse* 24:14–28. doi: 10.1684/sec.2013.0375
- Canning JF, Stillwell AS (2018) Nutrient Reduction in Agricultural Green Infrastructure: An Analysis of the Raccoon River Watershed. *Water* 10:749. doi: 10.3390/w10060749
- Celle H (2000) Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée occidentale: Approche isotopique et chimique. Avignon

- Chaibou Begou J, Jomaa S, Benabdallah S, et al (2016) Multi-Site Validation of the SWAT Model on the Bani Catchment: Model Performance and Predictive Uncertainty. *Water* 8:178. doi: 10.3390/w8050178
- Chapman TG (1991) Comment on “Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses” by R. J. Nathan and T. A. McMahon. *Water Resources Research* 27:1783–1784. doi: 10.1029/91WR01007
- Chapman TG, Maxwell AI (1996) Baseflow Separation - Comparison of Numerical Methods with Tracer Experiments. *Hydrology and Water Resources Symposium 1996: Water and the Environment; Preprints of Papers 539–545*
- Chevallier P, Pouyaud B (1996) L’hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement: tropical hydrology: a geoscience and a tool for sustainability: mélanges à la mémoire de Jean Rodier: dedicated to the memory of Jean Rodier: actes de la conférence de Paris, 2-4 mai 1995, organisée au Ministère de l’Environnement avec le soutien de l’Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (Orstom) ... IAHS
- Chkir N (1994) Mise au point d’un modèle hydrologique conceptuel intégrant l’état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. 348
- Cimino J (2003) Empirical mass balance calibration of analytical hydrograph separation techniques using electrical conductivity. *Graduate Theses and Dissertations*
- Clark MP, Kavetski D, Fenicia F (2011) Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. *Water Resources Research* 47:
- Coulibaly P, Anctil F, Bobée B (1999) Prévion hydrologique par réseaux de neurones artificiels: état de l’art. *Canadian Journal of civil engineering* 26:293–304
- Craig H (1961) Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science* 133:1702–1703. doi: 10.1126/science.133.3465.1702
- Dakoure D (2003) Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Touadeni (Burkina Faso- Mali) - Essai de modélisation. *Phdthesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI*
- Dawson C. W, Abrahart R. J, See L. M (2007) HydroTest: A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts. *Environmental Modelling and software*, 22, (7), 1034-1052
- De Marsily G (1994) Quelques réflexions sur l’utilisation des modèles en hydrologie. [Tribune libre]. *Revue des sciences de l’eau/Journal of Water Science* 7:219–234
- DeFries R, Eshleman KN (2004) Land-use change and hydrologic processes: a major focus for the future. *Hydrological Processes* 18:2183–2186. doi: 10.1002/hyp.5584
- Derouane J (2010) Étude hydrogéologique et modélisation mathématique du système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudenni au Burkina Faso

- Derouane J (2008) Étude hydrogéologique et modélisation mathématique du système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudenni au Burkina Faso
- Descroix L, Mahé G, Lebel T, et al (2009) Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology* 375:90–102. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.12.012
- Devia GK, Ganasri BP, Dwarakish GS (2015) A review on hydrological models. *Aquatic Procedia* 4:1001–1007
- Dis MO, Anagnostou E, Zac F, et al (2015) Evaluating Multi-Scale Flow Predictions for the Connecticut River Basin. *Hydrology: Current Research* 6:1–13. doi: 10.4172/2157-7587.1000208
- Doveri M, Mussi M (2014) Water Isotopes as Environmental Tracers for Conceptual Understanding of Groundwater Flow: An Application for Fractured Aquifer Systems in the “Scansano-Magliano in Toscana” Area (Southern Tuscany, Italy). *Water* 6:2255–2277. doi: 10.3390/w6082255
- Eckhardt K (2008) A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology* 352:168–173. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.01.005
- Eckhardt K (2005) How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes* 19:507–515. doi: 10.1002/hyp.5675
- Fan Y, Chen Y, He Q, et al (2016) Isotopic Characterization of River Waters and Water Source Identification in an Inland River, Central Asia. *Water* 8:286. doi: 10.3390/w8070286
- FAO (2010) Evaluation des ressources forestières mondiales, rapport nationale, Burkina Faso, Contents. <http://www.fao.org/docrep/W2570F/W2570F00.htm>.
- FAO (1995) Contents. <http://www.fao.org/docrep/W2570F/W2570F00.htm>. Accessed 21 Sep 2018
- Farid I (2016) Apports des méthodes hydrogéologiques et géochimiques pour l'étude du Système aquifère de Chougafiya: impacts des aménagements hydrauliques sur la recharge des nappes, thèse de doctorat, ENIS, Tunisie
- Flores-López F, Easton ZM, Geohring LD, et al (2013) Factors Affecting Phosphorous in Groundwater in an Alluvial Valley Aquifer: Implications for Best Management Practices. *Water* 5:540–559. doi: 10.3390/w5020540
- Fohrer N, Haverkamp S, Eckhardt K, Frede H-G (2001) Hydrologic Response to land use changes on the catchment scale. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 26:577–582. doi: 10.1016/S1464-1909(01)00052-1
- Fontes JC (1976) Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects. These de doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie
- Fowe T (2015) Simulation et optimisation du fonctionnement du barrage de Boura en zone soudanienne du Burkina Faso

- Frappart F, Hiernaux P, Guichard F, et al (2009) Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology* 375:128–142. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.03.007
- Furey P, Gupta V (2001) A physically based filter for separating base flow from streamflow time series. *Water Resources Research* 37:2709–2722. doi: 10.1029/2001WR000243
- Gado Djibo A, Karambiri H, Seidou O, et al (2015) Statistical seasonal streamflow forecasting using probabilistic approach over West African Sahel. *Natural Hazards* 79:699–722. doi: 10.1007/s11069-015-1866-8
- GEF-VOLTA (2009) Actualisation du Projet de démonstration 1 (PD1) : Mécanisme d’alerte précoce d’annonce des crues fondé sur une meilleure connaissance du milieu physique du complexe MOUHOUN – SOUROU (Burkina – Mali)
- Gerald Corzo DS (2007) Baseflow Separation Techniques for Modular Artificial Neural Network Modelling in Flow Forecasting | Cluster Analysis | Statistical Classification. In: Scribd. <https://www.scribd.com/document/342948355/Baseflow-Separation-Techniques-for-Modular-Artificial-Neural-Network-Modelling-in-Flow-Forecasting>. Accessed 26 May 2018
- Gnouma R (2006) Aide à la calibration d’un modèle hydrologique distribué au moyen d’une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l’Yzeron. Thèse
- Gocic M, Trajkovic S (2013) Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen’s slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change* 100:172–182. doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.10.014
- Gonzales AL, Nonner J, Heijkers J, Uhlenbrook S (2009) Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. *Hydrol Earth Syst Sci* 13:2055–2068. doi: 10.5194/hess-13-2055-2009
- González-Trinidad J, Pacheco-Guerrero A, Júnez-Ferreira H, et al (2017) Identifying Groundwater Recharge Sites through Environmental Stable Isotopes in an Alluvial Aquifer. *Water* 9:569. doi: 10.3390/w9080569
- Gottschalk L, Perzyna G (1989) A physically based distribution function for low flow. *Hydrological Sciences Journal* 34:559–573. doi: 10.1080/02626668909491362
- Gourcy L, Aranyossy J-F, Olivry J-C, Zuppi GM (2000) Space and time variations in the isotopic composition ( $\delta^2\text{H}$   $\delta^{18}\text{O}$ ) of Niger inland delta water (Mali). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 331:701–707. doi: 10.1016/S1251-8050(02)90003-0
- Grayson R, Argent R, Nathan R, et al (1996) Hydrological Recipes: Estimation Techniques in Australian Hydrology. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrolog. *Water Resources Research* 37:2709–2722
- Grusson Y (2016) Modélisation de l’évolution hydroclimatique des flux et stocks d’eau verte et d’eau bleue du bassin versant de la Garonne. Université Laval Québec, Canada

- Gupta H. V, Sorooshian S., Yapo S. (1999) Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration, *Journal of Hydrologic Engineering*, 4, (2), 135-143
- GWP (2000) La gestion intégrée des ressources en eau
- H. Xie, E. Nkonya, B. Wielgosz (2011) Technical Note: Assessing the Risks of Soil Erosion and Small Reservoir Siltation in a Tropical River Basin in Mali Using the SWAT Model under Limited Data Condition. *Applied Engineering in Agriculture* 27:895–904. doi: 10.13031/2013.40628
- Hamed KH (2009) Exact distribution of the Mann–Kendall trend test statistic for persistent data. *Journal of Hydrology* 365:86–94. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.024
- Hamed KH (2008) Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of Hydrology* 349:350–363. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.11.009
- Harbor JM (1994) A Practical Method for Estimating the Impact of Land-Use Change on Surface Runoff, Groundwater Recharge and Wetland Hydrology. *Journal of the American Planning Association* 60:95–108. doi: 10.1080/01944369408975555
- Hevesi JA, Woolfenden LR, Niswonger RG, et al (2011) Decoupled application of the integrated hydrologic model, GSFLOW, to estimate agricultural irrigation in the Santa Rosa Plain, California. In: *MODFLOW and More 2011: Integrated Hydrologic Modeling*
- Horton RE (1933) The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union* 14:446–460. doi: 10.1029/TR014i001p00446
- Hubert P, Carbonnel J-P (1987) Approche statistique de l’aridification de l’Afrique de l’Ouest. *Journal of Hydrology* 95:165–183. doi: 10.1016/0022-1694(87)90123-5
- Hubert P, Carbonnel JP, Chaouche A (1989) Segmentation des séries hydrométéorologiques — application à des séries de précipitations et de débits de l’afrique de l’ouest. *Journal of Hydrology* 110:349–367. doi: 10.1016/0022-1694(89)90197-2
- Hughes DA, Hannart P, Deidre Watkins (2003) Continuous baseflow separation from time series of daily and monthly streamflow data. *Water SA* 29:43–48. doi: 10.4314/wsa.v29i1.4945
- Hundecha Y, Bárdossy A (2004) Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *Journal of Hydrology* 292:281–295. doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.01.002
- Huneau F, Dakoure D, Celle-Jeanton H, et al (2011) Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali). *Journal of hydrology* 409:423–439
- Hussen B, Mekonnen A, Pingale SM (2018) Integrated water resources management under climate change scenarios in the sub-basin of Abaya-Chamo, Ethiopia. *Model Earth Syst Environ* 4:221–240. doi: 10.1007/s40808-018-0438-9

- Ibrahim B (2012) Caractérisation des saisons de pluies au Burkina Faso dans un contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakanbé. 246
- Im S, Kim H, Kim C, Jang C (2008) Assessing the impacts of land use changes on watershed hydrology using MIKE SHE. *Environ Geol* 57:231. doi: 10.1007/s00254-008-1303-3
- Indarto, Novita E, Wahyuningsih S (2016) Preliminary Study on Baseflow Separation at Watersheds in East Java Regions. *Agriculture and Agricultural Science Procedia* 9:538–550. doi: 10.1016/j.aaspro.2016.02.174
- IWACO (1993) Carte hydrogéologique du Burkina Faso échelle 1: 500 000 feuille Bobo Dioulasso
- Jiang R, Bao Y, Shui Y, et al (2018) Spatio-Temporal Variations of the Stable H-O Isotopes and Characterization of Mixing Processes between the Mainstream and Tributary of the Three Gorges Reservoir. *Water* 10:563. doi: 10.3390/w10050563
- Jiménez-Madrid A, Castaño S, Vadillo I, et al (2017) Applications of Hydro-Chemical and Isotopic Tools to Improve Definitions of Groundwater Catchment Zones in a Karstic Aquifer: A Case Study. *Water* 9:595. doi: 10.3390/w9080595
- Kalaoun O, Jazar M, Al Bitar A (2018) Assessing the Contribution of Demographic Growth, Climate Change, and the Refugee Crisis on Seawater Intrusion in the Tripoli Aquifer. *Water* 10:973. doi: 10.3390/w10080973
- Karambiri H (2003) Crue et érosion hydrique au Sahel : Etude et modélisation d'eau et de matières sur un petit bassin versant pastoral au Nord du Burkina Faso. Thèse de doctorat CDI/2iE
- Kauffeldt A, Wetterhall F, Pappenberger F, et al (2016) Technical review of large-scale hydrological models for implementation in operational flood forecasting schemes on continental level. *Environmental Modelling & Software* 75:68–76
- Kendall MG (1955) Rank correlation methods, 2nd ed. Hafner Publishing Co., Oxford, England
- Kendall MG (1948) Rank correlation methods. Griffin, Oxford, England
- Klutse NAB, Sylla MB, Diallo I, et al (2016) Daily characteristics of West African summer monsoon precipitation in CORDEX simulations. *Theor Appl Climatol* 123:369–386. doi: 10.1007/s00704-014-1352-3
- Koskelo AI, Fisher TR, Utz RM, Jordan TE (2012) A new precipitation-based method of baseflow separation and event identification for small watersheds (<50km<sup>2</sup>). *Journal of Hydrology* 450–451:267–278. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.04.055
- Kouakou E, Koné B, N'Go A, et al (2014) Ground water sensitivity to climate variability in the white Bandama basin, Ivory Coast. *SpringerPlus* 3:226. doi: 10.1186/2193-1801-3-226

- Koussoube Y (2010a) Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) : Burkina Faso / Mali. Thèse
- Koussoube Y (2010b) Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) : Burkina Faso / Mali. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. Français. <NNT : 2010PA066688>. pp. 265
- Kpegli KAR, Alassane A, Trabelsi R, et al (2015) Geochemical processes in Kandi Basin, Benin, West Africa: A combined hydrochemistry and stable isotopes approach. *Quaternary International* 369:99–109. doi: 10.1016/j.quaint.2014.12.070
- Kruskal WH, Wallis WA (1952) Use of Ranks in One-Criterion Variance Analysis. *Journal of the American Statistical Association* 47:583–621. doi: 10.1080/01621459.1952.10483441
- Krysanova V, Hattermann F, Huang S, et al (2015) Modelling climate and land-use change impacts with SWIM: lessons learnt from multiple applications. *Hydrological Sciences Journal* 60:606–635. doi: 10.1080/02626667.2014.925560
- Lang Delus C (2011) Les étiages : définitions hydrologique, statistique et seuils réglementaires. *Cybergeographie : European Journal of Geography*. doi: 10.4000/cybergeographie.24827
- Laurent F, Ruelland D (2010) Modélisation à base physique de la variabilité hydroclimatique à l'échelle d'un grand bassin versant tropical. pp 474–484
- Lebel T, Ali A (2009) Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology* 375:52–64. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.030
- Ledoux E (1980) Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique
- Lerat J (2009) Quels apports hydrologiques pour les modèles hydrauliques ? Vers un modèle intégré de simulation des crues. Phdthesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI
- Lévesque É, Lamontagne L, Van Griensven A, et al (2008) Méthodologie pour l'adaptation de données physiographiques canadiennes au modèle de qualité de l'eau SWAT « soil water assessment tool ». *J Environ Eng Sci* 7:453–466. doi: 10.1139/S08-026
- Li D, Jiang X, Zheng B (2017a) Using  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  Signatures to Evaluate Nitrate Sources and Transformations in Four Inflowing Rivers, North of Taihu Lake. *Water* 9:345. doi: 10.3390/w9050345
- Li X, Wu H, Qian H, Gao Y (2018) Groundwater Chemistry Regulated by Hydrochemical Processes and Geological Structures: A Case Study in Tongchuan, China. *Water* 10:338. doi: 10.3390/w10030338
- Li Y, Huang T, Pang Z, et al (2016) Geochemical Characteristics of Shallow Groundwater in Jiaoshiba Shale Gas Production Area: Implications for Environmental Concerns. *Water* 8:552. doi: 10.3390/w8120552

- Li Y, Wang S, Zhang W, et al (2017b) Potential Drivers of the Level and Distribution of Nitrogen in the Hyporheic Zone of Lake Taihu, China. *Water* 9:544. doi: 10.3390/w9070544
- Li Z, Liu W, Zhang X, Zheng F (2009) Impacts of land use change and climate variability on hydrology in an agricultural catchment on the Loess Plateau of China. *Journal of Hydrology* 377:35–42. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.08.007
- Liersch S, Cools J, Kone B, et al (2013) Vulnerability of rice production in the Inner Niger Delta to water resources management under climate variability and change. *Environmental Science & Policy* 34:18–33. doi: 10.1016/j.envsci.2012.10.014
- Lin Y-P, Hong N-M, Wu P-J, et al (2007) Impacts of land use change scenarios on hydrology and land use patterns in the Wu-Tu watershed in Northern Taiwan. *Landscape and Urban Planning* 80:111–126. doi: 10.1016/j.landurbplan.2006.06.007
- Longobardi AG, Cuomo D, Vilani A, Paolo (2014) Chemical streamflow analysis as a support for hydrograph filtering in small size watersheds: the Ciciriello experimental catchment
- Lott DA, Stewart MT (2016) Base flow separation: A comparison of analytical and mass balance methods. *Journal of Hydrology* 535:525–533. doi: 10.1016/j.jhydrol.2016.01.063
- Lott DA, Stewart MT (2012) A Power Function Method for Estimating Base Flow. *Groundwater* 51:442–451. doi: 10.1111/j.1745-6584.2012.00980.x
- Lyne V, Hollick M (1979) Stochastic Time-Variable Rainfall-Runoff Modeling. In: Australian National Conference Publication. pp 89–93
- Mageed YA (1977) Eau et énergie une symbiose
- Mahe G, Lienou G, Descroix L, et al (2013) The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment. *Hydrological Processes* 27:2105–2114. doi: 10.1002/hyp.9813
- Mahé G, Olivry J-C (1995) Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. *Science et changements planétaires / Sécheresse* 6:109–117
- Mahé G, Olivry J-C, Dessouassi R, et al (2000) Relations eaux de surface–eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 330:689–692. doi: 10.1016/S1251-8050(00)00188-9
- Mahé G, Paturel J-E (2009) 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience* 341:538–546. doi: 10.1016/j.crte.2009.05.002
- Mahe G, Paturel J-E, Servat E, et al (2005) The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology* 300:33–43. doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.04.028

- Maillet E (1905a) Essais d'Hydraulique souterraine et fluviale par MAILLET (Edmond): Librairie Scientifique A. Hermann, Paris Couverture souple - Librairie Robert Jonard. <https://www.abebooks.fr/Essais-dHydraulique-souterraine-fluviale-MAILLET-Edmond/17824782759/bd>. Accessed 21 Sep 2018
- Maillet ET (1905b) Essais d'hydraulique souterraine & fluviale,. A. Hermann, Paris
- Mann HB (1945) Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13:245–259. doi: 10.2307/1907187
- Marchandise A (2007) Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. Université de Montpellier II, Montpellier
- Mariotti L, Coppola E, Sylla MB, et al (2011) Regional climate model simulation of projected 21st century climate change over an all-Africa domain: Comparison analysis of nested and driving model results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116:. doi: 10.1029/2010JD015068
- Markstrom SL, Niswonger RG, Regan RS, et al (2008) GSFLOW-Coupled Ground-water and Surface-water FLOW model based on the integration of the Precipitation-Runoff Modeling System (PRMS) and the Modular Ground-Water Flow Model (MODFLOW-2005). *US Geological Survey techniques and methods* 6:240
- Mathieu R (1993) Apport de la géochimie isotopique (2 H et 18O) à l'étude des mouvements d'eau dans les sols argileux. Modélisation, étude expérimentale et application au milieu naturel (Burkina Faso). Université Pierre et Marie Curie Paris VI
- Matsubayashi U, Velasquez GT, Takagi F (1993) Hydrograph separation and flow analysis by specific electrical conductance of water. *Journal of Hydrology* 152:179–199. doi: 10.1016/0022-1694(93)90145-Y
- McKay MD, Beckman RJ, Conover WJ (1979) A Comparison of Three Methods for Selecting Values of Input Variables in the Analysis of Output from a Computer Code. *Technometrics* 21:239–245. doi: 10.2307/1268522
- Mehan S, Neupane RP, Kumar S (2017) Coupling of SUFI 2 and SWAT for Improving the Simulation of Streamflow in an Agricultural Watershed of South Dakota. 8:280: doi: 10.4172/2157-7587.1000280
- Mercado JM, León P, Salles S, et al (2018) Time Variability Patterns of Eutrophication Indicators in the Bay of Algeciras (South Spain). *Water* 10:938. doi: 10.3390/w10070938
- Miller MP, Johnson HM, Susong DD, Wolock DM (2015) A new approach for continuous estimation of baseflow using discrete water quality data: Method description and comparison with baseflow estimates from two existing approaches. *Journal of Hydrology* 522:203–210. doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.12.039
- Mishra RK, Dubey SC (2015) Fresh water availability and it's global challenge. 57

- Moriasi DN, Arnold JG, Liew MWV, et al (2007) Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations
- Myers RH (1990) Classical and modern regression with applications /, 2nd ed. PWS-KENT, Boston :
- Nakamura R (1971) Runoff analysis by electrical conductance of water. *Journal of Hydrology* 14:197–212. doi: 10.1016/0022-1694(71)90035-7
- Nash JE, Sutcliffe JV (1970) River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10:282–290. doi: 10.1016/0022-1694(70)90255-6
- Nathan R, McMahon T (1990) Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research* 26:1465–1473. doi: 10.1029/WR026i007p01465
- NDEMBO L-J (2009) Apport des outils hydrogéochimiques et isotopique à la gestion de l'aquifère du Mont AMBA, thèse
- Niel H, Paturel J-E, Servat E (2003) Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology* 278:213–230. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00158-6
- Nikulin G, Jones C, Giorgi F, et al (2012) Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations. *J Climate* 25:6057–6078. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00375.1
- Njogy IN, Kitheka JU (2017) Assessment of the Influence of Rainfall and River Discharge on Sediment Yield in the Upper Tana Catchment in Kenya. *Hydrology: Current Research* 8:1–9. doi: 10.4172/2157-7587.1000263
- Nka NB (2016) Contribution à l'Actualisation des Normes Hydrologiques en relation avec les Changements Climatiques et Environnementaux en Afrique de l'Ouest. Thesis, Paris 6
- O'Connor M, Zabik M, Cady C, et al (2010) Multi-Element Analysis and Geochemical Spatial Trends of Groundwater in Rural Northern New York. *Water* 2:217–238. doi: 10.3390/w2020217
- Olivry J-C, Bricquet J-P, Mahé G (1993) Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide?
- Ollivier SL, Barnabé Z, Maurice AD, Euloge AK (2014) Modelling the water balance of Ouémé catchment at the Savè outlet in Benin: contribution to the sustainable water resource management. *International Journal of AgriScience* Vol. 4(1): 74-88, January 2014. ISSN: 2228-6322© International Academic Journals
- Ollivier SL, Ronald D-YE (2013) Modelling the hydrological balance of the Okpara catchment at the Kaboua outlet in Benin. <https://idl-bnc-idrc.dspacedirect.org/handle/10625/52145>
- Ouedraogo C (2006) Programme de valorisation des ressources en eau de l'Ouest, Synthèse géologique de la région Ouest du Burkina Faso

- Ouedraogo C (1992) Contribution à l'établissement de la carte géologique et structurale de la région de Bobo-Dioulasso. Notice explicative de la carte à 1/50 000
- Ouedraogo I (1994) Géologie et hydrogéologie des formations sédimentaires de la Boucle du Mouhoun (Burkina Faso) Université Cheick Anta Diop de Dakar, département de géologie
- Parkhurst DL, Appelo CAJ (1999) User's guide to PHREEQC (Version 2): a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey : Earth Science Information Center, Open-File Reports Section [distributor],
- Paturel JE, Servat E, Kouame B, et al (1995a) Procédure d'identification de rupture dans des series chronologiques - modification du regime pluviométrique en Afrique de l'Ouest non sahélienne
- Paturel J-E, Servat É, Kouame B, et al (1995b) Manifestations de la sécheresse en Afrique de l'Ouest non sahélienne. Cas de a Côte d'Ivoire, du Togo et du Bénin. Science et changements planétaires / Sécheresse 6:95–102
- Peters E, Visser A, Esser BK, Moran JE (2018) Tracers Reveal Recharge Elevations, Groundwater Flow Paths and Travel Times on Mount Shasta, California. Water 10:97. doi: 10.3390/w10020097
- Pettitt AN (1979) A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. Journal of the Royal Statistical Society Series C (Applied Statistics) 28:126–135. doi: 10.2307/2346729
- Pettyjohn WA, Henning RJ (1979) Preliminary estimate of ground-water recharge rates, related streamflow and water quality in Ohio.
- Piggott AR, Moin S, Southam C (2005) A revised approach to the UKIH method for the calculation of baseflow / Une approche améliorée de la méthode de l'UKIH pour le calcul de l'écoulement de base. Hydrological Sciences Journal 50:null-920. doi: 10.1623/hysj.2005.50.5.911
- Piper AM (1944) A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Eos, Transactions American Geophysical Union 25:914–928. doi: 10.1029/TR025i006p00914
- Poméon T, Diekkrüger B, Springer A, et al (2018) Multi-Objective Validation of SWAT for Sparsely-Gauged West African River Basins—A Remote Sensing Approach. Water 10:451. doi: 10.3390/w10040451
- Praskievicz S, Chang H (2009) A review of hydrological modelling of basin-scale climate change and urban development impacts. Progress in Physical Geography 33:650–671
- Price K (2011) Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. Progress in Physical Geography: Earth and Environment 35:465–492. doi: 10.1177/0309133311402714

- Qi L, Huang J, Huang Q, et al (2018) Assessing Aquatic Ecological Health for Lake Poyang, China: Part II Index Application. *Water* 10:909. doi: 10.3390/w10070909
- Refsgaard JC, Knudsen J (1996) Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research* 32:2189–2202
- Roche M (1986) Dictionnaire français d'hydrologie de surface avec équivalents en anglais, espagnol, allemand. Masson, Paris
- Romanowicz R (2010) An application of a log-transformed low-flow (LTLF) model to baseflow separation. *Hydrological Sciences Journal* 55:952–964. doi: 10.1080/02626667.2010.505172
- Roudier P (2012) Climat et agriculture en Afrique de l'Ouest : Quantification de l'impact du changement climatique sur les rendements et évaluation de l'utilité des prévisions saisonnières. Phdthesis, Ecole des Hautes Etudes en Sciences Sociales (EHESS)
- Rouhani H, Malekian A (2012) Automated Methods for Estimating Baseflow from Streamflow Records in a Semi Arid Watershed. *Desert* 17:203–209. doi: 10.22059/jdesert.2013.32036
- Sako A, Yaro JM, Bamba O (2018) Impacts of hydrogeochemical processes and anthropogenic activities on groundwater quality in the Upper Precambrian sedimentary aquifer of northwestern Burkina Faso. *Applied Water Science* 8:. doi: 10.1007/s13201-018-0735-5
- Sauquet E, Lerat J, Prudhomme C (2008) La prévision hydro-météorologique à 3-6 mois. Etat des connaissances et applications. *La Houille Blanche* 77–84
- Sauret E (2013) Etude des potentialités hydrogéologiques d'une plaine alluviale en relation avec les eaux souterraines et de surface dans un contexte d'agriculture irriguée (Burkina Faso). <http://bictel.ulg.ac.be/ETD-db/collection/available/ULgetd-07292013-154004/>. Accessed 22 Sep 2018
- Schilling KE, Jha MK, Zhang Y-K, et al (2008) Impact of land use and land cover change on the water balance of a large agricultural watershed: Historical effects and future directions. *Water Resources Research* 44:. doi: 10.1029/2007WR006644
- Schumann AH (1998) Thiessen Polygon. In: *Encyclopedia of Hydrology and Lakes*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp 648–649
- Schuol J, Abbaspour KC (2006) Calibration and uncertainty issues of a hydrological model (SWAT) applied to West Africa. *Advances in geosciences* 9:137–143
- Schuol J, Abbaspour KC (2007) Using monthly weather statistics to generate daily data in a SWAT model application to West Africa. *Ecological Modelling* 201:301–311. doi: 10.1016/j.ecolmodel.2006.09.028
- Schuol J, Abbaspour KC, Srinivasan R, Yang H (2008) Estimation of freshwater availability in the West African sub-continent using the SWAT hydrologic model. *Journal of hydrology* 352:30–49

- Şengörür B, Dede C, Doğan E (2014) The examination of the performances of methods used in separating the total stream flow in different rivers. *Geofizika* 31:1–12. doi: 10.15233/gfz.2014.31.3
- Servat E (1998) Variabilité Des Ressources en Eau en Afrique Au XXème Siècle. International Association of Hydrological Sciences
- Servat E, Paturol JE, Kouame B, et al (1998) Variabilité Des Ressources en Eau en Afrique Au XXème Siècle. International Association of Hydrological Sciences
- Sittichok K, Djibo AG, Seidou O, et al (2016) Statistical seasonal rainfall and streamflow forecasting for the Sirba watershed, West Africa, using sea-surface temperatures. *Hydrological Sciences Journal* 1–11. doi: 10.1080/02626667.2014.944526
- Somaratne N, Mustafa S, Lawson J (2016) Use of Hydrochemistry, Stable Isotope, Radiocarbon,  $^{222}\text{Rn}$  and Terrigenous  $^4\text{He}$  to Study the Geochemical Processes and the Mode of Vertical Leakage to the Gambier Basin Tertiary Confined Sand Aquifer, South Australia. *Water* 8:180. doi: 10.3390/w8050180
- Sood A, Muthuwatta L, McCartney M (2013) A SWAT evaluation of the effect of climate change on the hydrology of the Volta River basin. *Water International* 38:297–311. doi: 10.1080/02508060.2013.792404
- Sood A, Smakhtin V (2015) Global hydrological models: a review. *Hydrological Sciences Journal* 60:549–565
- Soro TD, Soro N, Oga YM-S, et al (2011) La variabilité climatique et son impact sur les ressources en eau dans le degré carré de Grand-Lahou (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). *Physio-Géo Géographie physique et environnement* 55–73. doi: 10.4000/physio-geo.1581
- SP/CNDD (2017) Quatrième rapport sur l'état de l'environnement au Burkina Faso
- Stadnyk T. A., Gibson J. J., Longstaffe F. J. (2014) Basin-Scale Assessment of Operational Base Flow Separation Methods. *Journal of Hydrologic Engineering* 20:04014074. doi: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001089
- Stewart M, Cimino J, Ross M (2007) Calibration of Base Flow Separation Methods with Streamflow Conductivity. *Groundwater* 45:17–27. doi: 10.1111/j.1745-6584.2006.00263.x
- Stewart MK (2015) Promising new baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand. *Hydrol Earth Syst Sci* 19:2587–2603. doi: 10.5194/hess-19-2587-2015
- Strahler AN (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 38:913–920. doi: 10.1029/TR038i006p00913
- Swarzenski PW, Baskaran M, Rosenbauer RJ, et al (2013) A Combined Radio- and Stable-Isotopic Study of a California Coastal Aquifer System. *Water* 5:480–504. doi: 10.3390/w5020480

- Sylla MB, Coppola E, Mariotti L, et al (2010) Multiyear simulation of the African climate using a regional climate model (RegCM3) with the high resolution ERA-interim reanalysis. *Clim Dyn* 35:231–247. doi: 10.1007/s00382-009-0613-9
- Sylla MB, Giorgi F, Coppola E, Mariotti L (2012) Uncertainties in daily rainfall over Africa: assessment of gridded observation products and evaluation of a regional climate model simulation. *International Journal of Climatology* 33:1805–1817. doi: 10.1002/joc.3551
- Sylla MB, Nikiema PM, Gibba P, et al (2016) Climate Change over West Africa: Recent Trends and Future Projections. In: Yaro JA, Hesselberg J (eds) *Adaptation to Climate Change and Variability in Rural West Africa*. Springer International Publishing, Cham, pp 25–40
- Szilagyi Jozsef (2004) Heuristic Continuous Base Flow Separation. *Journal of Hydrologic Engineering* 9:311–318. doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2004)9:4(311)
- Tall M, Sylla MB, Diallo I, et al (2017) Projected impact of climate change in the hydroclimatology of Senegal with a focus over the Lake of Guiers for the twenty-first century. *Theor Appl Climatol* 129:655–665. doi: 10.1007/s00704-016-1805-y
- Tallaksen L, Lanen H (2004) Hydrological Drought: Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. In: ResearchGate. [https://www.researchgate.net/publication/40123673\\_Hydrological\\_Drought\\_Processes\\_and\\_Estimation\\_Methods\\_for\\_Streamflow\\_and\\_Groundwater](https://www.researchgate.net/publication/40123673_Hydrological_Drought_Processes_and_Estimation_Methods_for_Streamflow_and_Groundwater). Accessed 28 May 2018
- Tang Z, Engel BA, Pijanowski BC, Lim KJ (2005) Forecasting land use change and its environmental impact at a watershed scale. *Journal of Environmental Management* 76:35–45. doi: 10.1016/j.jenvman.2005.01.006
- Taupin J-D, Gallaire R, Arnaud Y (1997) Analyses isotopiques et chimiques des précipitations sahéliennes de la région de Niamey au Niger: implications climatologiques. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences* 244:151–164
- Taupin JD, Gaultier G, Favreau G, et al (2002) Isotopic variability of Sahelian rainfall at different time steps in Niamey (Niger, 1992–1999): climatic implications. *C R Geosci*, 334, 43-50
- Taupin JD, Ribstein AC, Gallaire R, Zuppi GM (2000) Rainfall characteristics ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $\Delta T$  and  $\Delta H r$ ) in western Africa: Regional scale and influence of irrigated areas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*
- Tirogo J (2016) Etude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest du Burkina Faso
- Tomer MD, Schilling KE (2009) A simple approach to distinguish land-use and climate-change effects on watershed hydrology. *Journal of Hydrology* 376:24–33. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.07.029
- Tóth J (1963) A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68:4795–4812. doi: 10.1029/JZ068i016p04795

- Trambauer P, Maskey S, Winsemius H, et al (2013) A review of continental scale hydrological models and their suitability for drought forecasting in (sub-Saharan) Africa. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 66:16–26
- Trompette R (1973) Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest), un exemple de sédimentation de craton. Étude stratigraphique et sédimentologique. Université de Provence - Aix-Marseille I, Français. <tel-00695504>
- Udias A, Malagò A, Pastori M, et al (2016) Identifying Efficient Nitrate Reduction Strategies in the Upper Danube. *Water* 8:371. doi: 10.3390/w8090371
- UNEP-GEF Volta Project (2009) Actualisation du Projet de démonstration 1 (PD1): Mécanisme d'alerte précoce d'annonce des crues fondé sur une meilleure connaissance du milieu physique du complexe MOUHOUN – SOUROU (Burkina – Mali) UNEP/GEF/Volta/RR.3/2009. pp. 82
- Vadde KK, Wang J, Cao L, et al (2018) Assessment of Water Quality and Identification of Pollution Risk Locations in Tiaoxi River (Taihu Watershed), China. *Water* 10:183. doi: 10.3390/w10020183
- Wang M, Lu B, Wang J, et al (2016) Using Dual Isotopes and a Bayesian Isotope Mixing Model to Evaluate Nitrate Sources of Surface Water in a Drinking Water Source Watershed, East China. *Water* 8:355. doi: 10.3390/w8080355
- Welderufael W, Woyessa Y (2010) Stream flow analysis and comparison of methods for base flow separation: Case study of the Modder river basin in South Africa. *European Water Journal* 31:3–12
- Wu Q, Wang G, Zhang W, et al (2016) Estimation of Groundwater Recharge Using Tracers and Numerical Modeling in the North China Plain. *Water* 8:353. doi: 10.3390/w8080353
- Yeh H-F, Lin H-I, Lee C-H, et al (2014) Identifying Seasonal Groundwater Recharge Using Environmental Stable Isotopes. *Water* 6:2849–2861. doi: 10.3390/w6102849
- Yuan J, Xu F, Deng G, et al (2017) Hydrogeochemistry of Shallow Groundwater in a Karst Aquifer System of Bijie City, Guizhou Province. *Water* 9:625. doi: 10.3390/w9080625
- Yue S, Pilon P, Cavadias G (2002) Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology* 259:254–271. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00594-7
- Yue S, Wang C (2004) The Mann-Kendall Test Modified by Effective Sample Size to Detect Trend in Serially Correlated Hydrological Series. *Water Resources Management* 18:201–218. doi: 10.1023/B:WARM.0000043140.61082.60
- Zhang R, Li Q, Chow TL, et al (2012) Baseflow separation in a small watershed in New Brunswick, Canada, using a recursive digital filter calibrated with the conductivity mass balance method. *Hydrological Processes* 27:2659–2665. doi: 10.1002/hyp.9417

- Zhang W, Zha X, Li J, et al (2014) Spatiotemporal Change of Blue Water and Green Water Resources in the Headwater of Yellow River Basin, China. *Water Resour Manage* 28:4715–4732. doi: 10.1007/s11269-014-0769-x
- Zhang X, Xia J (2009) Coupling the hydrological and ecological process to implement the sustainable water resources management in Hanjiang River Basin. *Sci China Ser E-Technol Sci* 52:3240–3248. doi: 10.1007/s11431-009-0363-2
- Zhang Y, Xu M, Li X, et al (2018) Hydrochemical Characteristics and Multivariate Statistical Analysis of Natural Water System: A Case Study in Kangding County, Southwestern China. *Water* 10:80. doi: 10.3390/w10010080
- Zhang Y, Zhou A, Zhou J, et al (2015) Evaluating the Sources and Fate of Nitrate in the Alluvial Aquifers in the Shijiazhuang Rural and Suburban Area, China: Hydrochemical and Multi-Isotopic Approaches. *Water* 7:1515–1537. doi: 10.3390/w7041515
- Zhou Y, Duan N, Wu X, Fang H (2018) COD Discharge Limits for Urban Wastewater Treatment Plants in China Based on Statistical Methods. *Water* 10:777. doi: 10.3390/w10060777
- Zin I (2002) Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique. Thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble

**LISTE DES FIGURES**

**Chapitre II**

Figure II- 1 : Zone d'étude ..... 12

Figure II- 2 : Pluviométrie moyenne sur le complexe Mouhoun supérieur-Sourou au Burkina Faso (période 1981 - 2013)..... 15

Figure II- 3 : Caractérisation de la pluviométrie sur le Mouhoun supérieur Sourou. (a) Nombre de jours de pluie à Bobo Dioulasso et à Dedougou, (b) pluies mensuelles à différentes stations, (c) répartitions mensuelles et cumules annuel de pluies à Bobo Dioulasso, (d) répartitions mensuelles et cumules annuel de pluies à Dedougou, (e) et (f) indices pluviométrique après application du filtre passe-bas de Hanning d'ordre 2 respectivement à Bobo Dioulasso et à Dedougou..... 16

Figure II- 4: Pluviométrie annuelle dans la vallée du Sourou au Mali (station de Baye), Source :(adapté de UNEP-GEF Volta Project, 2009). ..... 17

Figure II- 5 : Tendances des paramètres climatiques : (a) Cumule annuel de précipitation, (b) Pluie maximale journalière, (c) Cumule annuel de l'ETP, (d) Moyenne annuelle des températures moyennes journalières, (e) Maximum annuel des températures maximales journalières, (f) Minimum annuel des températures minimales journalières. MK Trend Test : Test de tendance de Mann Kendall. H=0 : Absence de tendance monotone dans la série de données. H=1 : Présence de tendance monotone dans la série de données. .... 19

Figure II- 6 : Caractéristiques pédologiques du complexe Mouhoun supérieur-Sourou au Burkina Faso. .... 21

Figure II- 7 : Géologie simplifiée de la zone d'étude (i) ICT (Infra Cambrien Tabulaire) avec ses sous-aquifères au Burkina Faso: Grès inférieur (GI), Grès de Kawara-Sindou (GKS), Grès Fins Glauconieux (GFG), Grès à Granules de Quartz (GGQ), Siltstones, Argilites et Carbonates (SAC1), Grès Fins Roses (GFR), Siltstones, Argilites et Carbonates (SAC2), Siltstones et Quartzites (SQ), Grès grossiers de Fo-Bandiagara (GFB). (ii) ICP (Infra Cambrien Plissé du Mali), (iii) CT (Continental). .... 24

Figure II- 8 : vue 3D de coupes générées librement à travers le modèle géométrique (Derouane 2008). ..... 25

Figure II- 9 : Carte de la géologie au Mali (AIEA 2017)..... 25

Figure II- 10 : Transmissivités estimées par de essais de débit dans les différentes formations géologiques (sédimentaire au Burkina Faso) Source, Dakoure (2003). ..... 28

Figure II- 11 : Carte piézométrique de la zone (Derouane 2008).....	30
Figure II- 12 : Topographie de la bordure Sud Est du bassin de Taoudeni au Burkina Faso .....	31
Figure II- 13 : Type de végétation sur le complexe Mouhoun supérieur Sourou.....	33

### Chapitre III

Figure III- 1 : Principales stations hydrométriques sur le Complexe Ms-S .....	39
Figure III- 2 : Separation de l'hydrogramme de crue .....	42
Figure III- 3 : Hydrographie hiérarchisé du bassin du Mouhoun supérieur d'exutoire la station de Nwokuy.....	43
Figure III- 4 : Mise en évidence des ruptures dans la série des débits moyens annuels sur le Mouhoun supérieur à Nwokuy .....	47
Figure III- 5 : Resultats graphiques des statistiques sur les debits à Nwokuy : (a) ANOVA sur les debits moyens annuels, (b) Test de Kruskal Wallis sur les debits, (c) boxplots sur les debits avant et après la rupture .....	47
Figure III- 6 : Mise en évidence des ruptures dans la série des débits moyens annuels sur le Mouhoun supérieur à Samendeni .....	48
Figure III- 7: Resultats graphiques des statistiques sur les debits à Samendeni : (a) ANOVA sur les debits moyens annuels, (b) Test de Kruskal Wallis sur les debits, (c) boxplots sur les debits avant et après la rupture .....	49
Figure III- 8 : Tendence des paramètres hydrologiques : (a) et (b)-débits moyens annuels, (c) et (d)-écoulements annuels, (e) et (f) Lamé d'eau écoulée annuellement, (g) et (h) coefficients d'écoulements annuels. MK Trend Test : Test de tendance de Mann Kendall. H=0 : Absence de tendance monotone dans la série de données. H=1 : Présence de tendance monotone dans la série de données. ....	51
Figure III- 9 : Tendence des paramètres hydrologiques (suite): (a) et (b)-débit maximal annuel, (c) et (d)-débit au début de la période de tarissement, (e) et (f) débit à la fin de l'année hydrologique, (g) et (h) coefficient de tarissement. MK Trend Test : Test de tendance de Mann Kendall. H=0 : Absence de tendance monotone dans la série de données. H=1 : Présence de tendance monotone dans la série de données. ....	52

## Chapitre IV

Figure IV- 1 : Carte du dispositif d'échantillonnage des eaux au Burkina Faso et au Mali: (i) ICT (Infra Cambrien Tabulaire) comprends au Burkina Faso: les Grès Inférieurs (GI), les Grès de Kawara-Sindou (GKS), les Grès Fins Glauconieux (GFG), les Grès à Granules de Quartz (GGQ), les Siltstones, Argilites et Carbonates de Guena-Souroukoundinga (SAC1), les Grès Fins Roses (GFR), les Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiébani (SAC2 ou "Schistes de Toun"), les Siltstones et Quartzites de Fo (SQ ou "Grès de Koutiala") et les Grès de Fo-Bandiagara (GFB). (ii) ICP (Infra Cambrien Plisse au Mali), (iii) CT (Continental Terminal) au Burkina Faso et au Mali, (iv) ICT mali (Infra Cambrien Tabulaire au Mali).....	59
Figure IV- 2: Box plots displaying the main physico-chemical parameters of groundwater and surface water.....	64
Figure IV- 3 : Mise en évidence des zones potentielles de recharge par la CE. (a) : Conductivité Électrique vs. Niveau piézométrique. (b) : Conductivité Électrique vs. Topographie ....	65
Figure IV- 4 : Tentative de discrimination des aquifères par la Conductivité Électrique.....	66
Figure IV- 5 : Caractérisation des types d'eau par le diagramme de Piper.....	68
Figure IV- 6 : Proportion des différents types d'eau .....	68
Figure IV- 7 : Teneurs des ions majeurs dans les eaux souterraines et de surface.....	69
Figure IV- 8: Relation IS du Halite vs. Na + Cl, IS de Anhydrite vs. Ca + SO <sub>4</sub> , IS du Gypse vs. Ca + SO <sub>4</sub> , IS du Dolomite vs. Ca + HCO <sub>3</sub> + Mg, IS de l'Aragonite vs. Ca+HCO <sub>3</sub> and IS du Calcite vs. Ca + HCO <sub>3</sub> .....	72
Figure IV- 9 : Illustration de l'existence éventuelle de corrélation entre éléments majeurs issus de l'analyse des échantillons d'eau: (a) Ca vs SO <sub>4</sub> , (b) Ca vs HCO <sub>3</sub> , (c) Mg vs. Ca, Mg vs. HCO <sub>3</sub> , Na vs. Cl, K vs. Cl, NO <sub>3</sub> vs. Cl, K vs. NO <sub>3</sub> .....	75
Figure IV- 10 : [(Ca + Mg) - (SO <sub>4</sub> + HCO <sub>3</sub> )] vs. [(Na + K) -Cl] digramme mettant en évidence des échanges cationiques.....	76
Figure IV- 11 : boxplots présentant les teneurs moyennes mensuelles en oxygène 18.....	78
Figure IV- 12 : Mise en évidence de l'effet d'évaporation et de l'effet de masse : (a) relation entre δ <sup>18</sup> O et δ <sup>2</sup> H pour les eaux de pluies au niveau régional, (b) relation entre quantités de pluies et δ <sup>18</sup> O au niveau régional. ....	78
Figure IV- 13 : Tracé de la Droite Météorologique Régionale (DMR) à partir des échantillons non évaporés.....	79

Figure IV- 14: Boîtes à moustaches montrant les teneurs isotopiques des eaux de surface et souterraines de l'IC et du CT (CT BF/ML = Continental Terminal du Burkina Faso/Mali; ICP ML=Infra Cambrien Plissé Mali; ICT BF/ML = Infra Cambrien Tabulaire Burkina Faso/Mali, SW=Eau de surface).....	81
Figure IV- 15 : Représentation de la relation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux de surface et souterraines: Identification de recharge actuelle et de l'évaporation.....	81
Figure IV- 16 : Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et EC ( $\mu\text{s/cm}$ ) dans les eaux souterraines: mise en évidence de processus de minéralisation .....	83
Figure IV- 17 : Comparaison des teneurs isotopiques moyennes des eaux du Continental Terminal et de l'Infra Cambrien .....	84
Figure IV- 18: Plot of $\delta^3\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ of the analyzed water samples: Identification of recharge zone.....	85
Figure IV- 19 : Modèle d'écoulement théorique et limites entre différents systèmes d'écoulements (Tóth 1963) adapté à la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni.....	89
Figure IV- 20 : Tritium content map: Recharge identification.....	90

## **Chapitre V**

Figure V- 1 : Study area .....	100
Figure V- 2 : Geology of Samendeni watershed .....	101
Figure V- 3 : Discharge and electrical conductivity measurements at the Samendeni gauge station .....	105
Figure V- 4: Scatter plot of discharge at time step k+1 versus discharge at time step k during recession periods. The slope of the line through origin about 0.975 represents the recession constant (Eckhardt 2008).....	106
Figure V- 5: linear correlation scatter plots between uncalibrated RDF methods and CMB method. (a): Chapman vs CMB, (b): Chapman & Maxwell vs CMB, (c): Lyne & Hollick vs CMB, (d): Eckhardt vs CMB. ....	108
Figure V- 6 : Temporal evolution of the total discharge and base flow from uncalibrated RDF methods and CMB method.....	109
Figure V- 7: Distribution of base flow values from RDF and CMB methods at Samendeni station .....	110

Figure V- 8 : Comparison of RDF methods and CMB method using Kruskal Wallis mean rank test at Samendeni gauge station ..... 111

Figure V- 9 : Comparison between Eckhardt calibrated method and CMB method. (a) Temporal evolution of CMB base flow and Eckhardt calibrated base flow, (b) linear regression (Eckhardt calibrated BFI vs CMB BFI), (c) linear regression (Eckhardt calibrated base flow vs CMB base flow), (8d) Kruskal Wallis mean rank test (Eckhardt calibrated base flow vs CMB base flow). ..... 112

## **Chapitre VI**

Figure VI- 1 : Schéma conceptuel du module hydrologique de SWAT (Revap=évaporation à partir de la nappe superficielle) ..... 126

Figure VI- 2 : Description de la discrétisation spatiale de SWAT ..... 127

Figure VI- 3 : Découpage du bassin versant en 25 sous-bassins versants ..... 129

Figure VI- 4 : Résultats de la calibration à la station de Samendeni ..... 139

Figure VI- 5 : Résultats de la calibration à la station de Nwokuy ..... 139

Figure VI- 6: Relation entre le SURLAG et le ruissèlement (adaptée du manuel de SWAT) ..... 142

Figure VI- 7 : Bonne performance de la simulation de l'année 1998 (NS= 0.99, R<sup>2</sup>=0.99, BIAS = 0.2% en saison pluvieuse) ..... 145

Figure VI- 8: Bonne performance de la simulation de l'année 1981 a Nwokuy (NS= 0.86, R<sup>2</sup>=0.89, BIAS = -10% en saison pluvieuse)..... 145

Figure VI- 9 : Faible performance de la simulation de l'année 1995 (NS= -0.54 en saison pluvieuse) ..... 145

Figure VI- 10 : Faible performance de la simulation de l'année 1966 à Nwokuy (NS= 0.14 en saison pluvieuse)..... 146

Figure VI- 11 : Graphique type de la recharge au cours de l'année sur le bassin de Samendeni ..... 152

Figure VI- 12 : Graphique type de la recharge au cours de l'année sur le bassin de Nwokuy ..... 152

Figure VI- 13 : Évaporation réelle mensuelle (cas de 1998) à Samendeni ..... 153

Figure VI- 14: Évaporation à partir des eaux souterraines, une composante de l'ETR, (cas de 1998) à Samendeni..... 154

Figure VI- 15 : Évaporation réelle mensuelle (cas de 1980) à Nwokuy ..... 154

Figure VI- 16: Évaporation à partir des eaux souterraines, une composante de l'ETR, (cas de 1980) à Nwokuy ..... 154

Figure VI- 17 : Réserve en eau du sol sur le bassin versant de Samendeni ..... 155

Figure VI- 18 : Réserve en eau du sol sur le bassin versant de Nwokuy ..... 155

Figure VI- 19 : résultats des simulations et comblements des données à Samendeni/bonne performance pour le comblement des lacunes à Samendeni. .... 156

Figure VI- 20 : résultats des simulations et comblements des données à Nwokuy/faible performance pour le comblement des lacunes à Nwokuy ..... 156

Figure VI- 21 : simulations des écoulements à Badara sur le Mouhoun à partir du modèle calibré à Samendeni et à Nwokuy..... 158

Figure VI- 22: simulations des écoulements à Banzon sur le Mouhoun à partir du modèle calibré à Samendeni et à Nwokuy..... 159

## **Chapitre VII**

Figure VII- 1 : Test de Kruskal Wallis appliqué aux données journalières ..... 164

Figure VII- 2 : Test de Kruskal Wallis appliqué aux données mensuelles ..... 165

Figure VII- 3 : comparaison entre les précipitations moyennes mensuelles de la station de Bobo Dioulasso et les moyennes mensuelles issues de 5 modèles climatiques régionaux sur la période historique ..... 165

Figure VII- 4 : Moyennes mensuelles de données pluviométriques projetées sous deux scénarios vs. Moyennes mensuelles de la période de référence ..... 167

Figure VII- 5 : Carte de l'évolution des zones des forêts et savanes arbustives ou arborées - comparaison entre 1992 et 2002 ..... 176

Figure VII- 6 : Carte de l'évolution des zones de cultures - comparaison entre 1992 et 2002 ..... 177

## LISTE DES TABLEAUX

### Chapitre II

Tableau II- 1: Types de sols rencontrés dans le complexe Ms-S et leurs propriétés mécaniques (adapté de Wellens et Compaoré (2003)).....	20
Tableau II- 2 : Paramètres hydrodynamiques (Gombert (1999), cité par Derouane (2008))..	27

### Chapitre III

Tableau III- 1 : Synthèse des paramètres hydrologiques caractérisants le Mouhoun supérieur .....	45
--	----

### Chapitre IV

Tableau IV- 1: Évolution des faciès: comparaison entre anciennes et nouvelles données .....	70
---	----

### Chapitre V

Table V-1: Meteorological properties of Samendeni watershed (source of data: National Agency of Meteorology) .....	101
Table V-2: Samendeni gauging station and its general features.....	102
Table V-3 : Total streamflow and base flow characteristics in Samendeni station (from July to October 2017) .....	107
Table 4 : Base Flow Index (BFI) characteristics at Samendeni gauging station (from July to October 2017) .....	108

### Chapitre VI

Tableau VI- 1 : Paramètres testés lors de l'analyse de sensibilité.....	133
Tableau VI- 2: Valeurs des paramètres utilisés dans le calage.....	137
Tableau VI- 3: Résumé des performances du modèle en calage et validation à Samendeni	138
Tableau VI- 4 : Résumé des performances du modèle en calage et validation à Nwokuy ...	138
Tableau VI- 5: Bilan hydrique annuel à Samendeni (sur la base des années présentant une bonne performance en calibration).....	147
Tableau VI- 6: Bilan hydrique annuel à Nwokuy (sur la base des années présentant une bonne performance en calibration).....	147
Tableau VI- 7: Bilan hydrique mensuel à Samendeni (sur la base des années présentant une bonne performance en calibration) .....	150
Tableau VI- 8 : Bilan hydrique mensuel à Nwokuy (sur la base des années présentant une bonne performance en calibration).....	150

### Chapitre VII

Tableau VII- 1: Valeurs moyennes mensuelles de précipitations pour les différents scénarios et période considérés.....	167
Tableau VII- 2 : Comparaison des précipitations des mois d'août et de septembre pour les horizons 2020, 2050 et 2080 pour les deux scénarios (RCP4.5 et RCP8.5) par rapport à celles de la période de référence 1971-2000. ....	168

Tableau VII- 3: Impact des changements climatiques sur l'ETR.....	169
Tableau VII- 4 : Impact des changements climatiques sur le ruissellement .....	170
Tableau VII- 5 : Impact des changements climatiques sur la recharge .....	171
Tableau VII- 6 : Impact du changement climatique sur la réserve en eau du sol.....	173
<i>Tableau VII- 7 : Situation d'occupation des terres sur le Mouhoun supérieur en 1992 et en 2002 et scénarios d'occupation futures des terres à différentes dates .....</i>	<i>178</i>
Tableau VII- 8 : Impact conjoint des changements environnementaux et climatiques sur les termes du bilan hydrique sur la période 2011-2040.....	181

**LISTE DES ANNEXES**

Annexe C- 1 : liste des publications..... 221

Annexe C- 2 : Résumé (Abstract) accepté sous le financement de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA) pour le Symposium International de l'Hydrologie Isotopique intitulé « International Symposium on Isotope Hydrology: Advancing the Understanding of Water Cycle Processes » qui aura lieu à Vienne du 20 au 24 mai 2019..... 222

Annexe II- 1 : Stratigraphie de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudéni (modifié de Trompète, 1973)..... 224

Annexe III- 1 : Travaux d'installation de la station de Tourouba à l'amont de la station de Nwokuy ..... 231

Annexe III- 2 : Travaux d'installation de la station de Tourouba à l'amont de la station de Nwokuy ..... 232

Annexe III- 3 : Jaugeages de contrôle des débits à l'ADCP sur le Mouhoun à Nwokuy ..... 233

Annexe III- 4 : Jaugeages de contrôle des débits à l'ADCP sur le Mouhoun à Tourouba ... 233

Annexe III- 5 : Jaugeages de contrôle des débits à l'ADCP sur le Sourou à Lery ..... 233

Annexe IV- 1 : Campagne de prélèvements d'eau pour des analyses hydrochimiques et isotopiques en collaboration avec la Direction régionale en charge de l'eau et la Direction des Études et de l'Information sur l'Eau ..... 234

## ANNEXES

### Annexe C- 1 : liste des publications

#### Articles

**Kouanda, B.**, Coulibaly, P., Niang, D., Fowe, T., Karambiri, H., Paturel, J.E., 2018. Analysis of the Performance of Base Flow Separation Methods Using Chemistry and Statistics in Sudano-Sahelian Watershed, Burkina Faso. *Hydrology: Current Research* 9, 1–11. <https://doi.org/10.4172/2157-7587.1000300>

#### Actes des colloques ou conférences

**Kouanda, B.**, Karambiri, H., Coulibaly, P., Niang, D., Paturel, J.E., Koïta M., Fowe, T., Sauret E., Koussoube Y., 2015 Modélisation intégrée du complexe Mouhoun supérieur Sourou dans le contexte des changements climatiques : Approches méthodologiques. 3<sup>e</sup> édition des doctoriales 2iE.

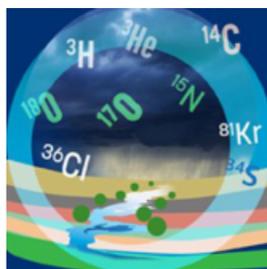
**Kouanda, B.**, Karambiri, H., Coulibaly, P., Niang, D., Paturel, J.E., Koïta M., Fowe, T., Sauret E., Koussoube Y., 2017. Modélisation intégrée du complexe Mouhoun supérieur Sourou dans le contexte des changements climatiques : Analysis of the performance of six base flow separation methods in Sudano-Sahelian watershed (Burkina Faso). 5<sup>e</sup> édition des doctoriales 2iE.

**Kouanda, B.**, Trabelsi, R., Koïta, M., Compaoré, N., Kamel, Z., Karambiri, H., 2019. Identifying geochemical processes and recharge in Infra Cambrian and Continental Terminal zone of Burkina Faso and Mali : A combined hydrochemistry and water isotopes approaches. International Symposium on Isotopes Hydrology: Advancing the Understanding of Water Cycle Processes CN-271, IAEA Vienna International Center, 20-24 May 2019 (*accepted*).

#### Contributions aux publications

Barbier, B., Dessouassi, R., **Bouraima, K.**, Marcelin, K., Constant, O., Mahamadou, I., Bisson, P., Lidon, B., Jamin, J. Y. 2009. PRODUCTIVITE DE L'EAU D'IRRIGATION DANS LE BASSIN DU FLEUVE NIGER. The Challenge Program on Water and Food (CGIAR/CPWF). Technical Report. <https://cgspace.cgiar.org/handle/10568/33334>

Annexe C- 2 : Résumé (*Abstract*) accepté sous le financement de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA) pour le Symposium International de l'Hydrologie Isotopique intitulé « *International Symposium on Isotope Hydrology: Advancing the Understanding of Water Cycle Processes* » qui aura lieu à Vienne du 20 au 24 mai 2019.



Abstract ID : 63

## Identifying Geochemical processes and Recharge in Infra Cambrian and Continental Terminal zone of Burkina Faso and Mali: A combined Hydrochemistry and Water Isotopes approaches

### Content

**Primary author(s) :** Mr KOUANDA, Bouraïma (Ministry of Water and Sanitation of Burkina Faso/ Currently in internship position as a PhD candidate at 2iE); Dr TRABELSI, Rim (ENIS-LRAE); Prof. KOÏTA, Mahamadou (Laboratory of Water, Hydro-systems and Agriculture, International Institute for Water and Environmental Engineering); Prof. ZOUARI, Kamel (ENIS-LRAE); Mr COMPAORE, Nestor (Ministry of Water and Sanitation of Burkina Faso); Prof. KARAMBIRI, Harouna (Laboratory of Water, Hydro-systems and Agriculture, International Institute for Water and Environmental Engineering )

**Presenter(s) :** Mr KOUANDA, Bouraïma (Ministry of Water and Sanitation of Burkina Faso/ Currently in internship position as a PhD candidate at 2iE)

**Track Classification :** GWP - Isotopes in Groundwater Chemistry and Water Pollution Research

**Abstract:** Hydrochemical, stable isotopes and tritium data of both groundwater and surface water were used to understand the geochemical processes and recharge conditions in the Infra Cambrian (IC) and the Continental Terminal (CT) within Burkina Faso and Mali countries (West Africa). Four hydrochemical facies were identified for the study area: Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>, Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>, Ca-HCO<sub>3</sub> and Na-K-HCO<sub>3</sub>. The dominant water type was Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> (68%, 70%, 70% and 65% for IC Burkina Faso, IC Mali, CT Burkina Faso, and CT Mali respectively). The comparison between previous data collected between 1980 and 2003 and current data (2013-2016) highlighted a remarkable facies evolution, both in the IC and the CT with increase of the proportion of Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub> water type. Stable isotopes and Electrical Conductivity (EC) data permitted to highlight current recharge, evaporation of some groundwater samples essentially in the CT and a remarkable evaporation of surface water. Tritium data confirmed the existence of current recharge, but also highlighted the existence of

old waters. A spatial representation of tritium content helped to identify potential recharge zones.

## 1. INTRODUCTION

Water isotopes and hydrochemical data are widely used to improve knowledges and managements of water resources. For that purpose Taoudeni sedimentary transboundary basin has benefited from several projects since 1980 which helped to collect and analyze data on water chemistry. Two regional studies, Dakoure (Dakoure 2003) and Huneau et al. (Huneau et al. 2011) analyzed data collected between 1980 and 2003 to get a first assignment of water quality, flow pattern and groundwater residence time within the Taoudeni sedimentary basin in Mali and Burkina Faso. A current project supported by the International Atomic Energy Agency (IAEA) called RAF7011 carried out with the collaboration of Burkina Faso, Mali and Mauritania allowed to update the existing data within the period 2013-2016. The updated and previous data, were used in the current study for further investigation into the geochemical processes and the recharge within the South-Est part of Taoudeni basin.

## 2. METHODS

### 2.1. Study area

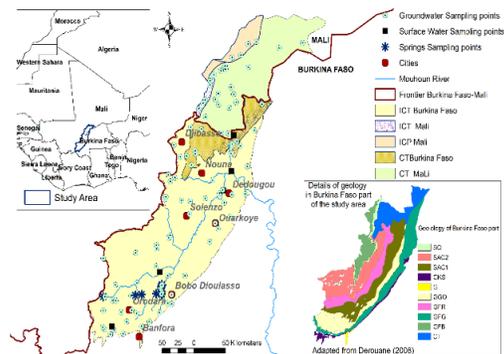


Figure 1: Study area

### 2.2. Samples collection and laboratory protocol:

- Sampling and field measurements were carried out by using IAEA guidelines available through the link: <http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/other/Sampling%20booklet%20web.pdf>.

- The Laboratory protocol is described by previous studies carried out with the Radio-Analysis and Environment Laboratory (LRAE) of the National Engineering School of Sfax (Tunisia) [3].

## 3. RESULTS

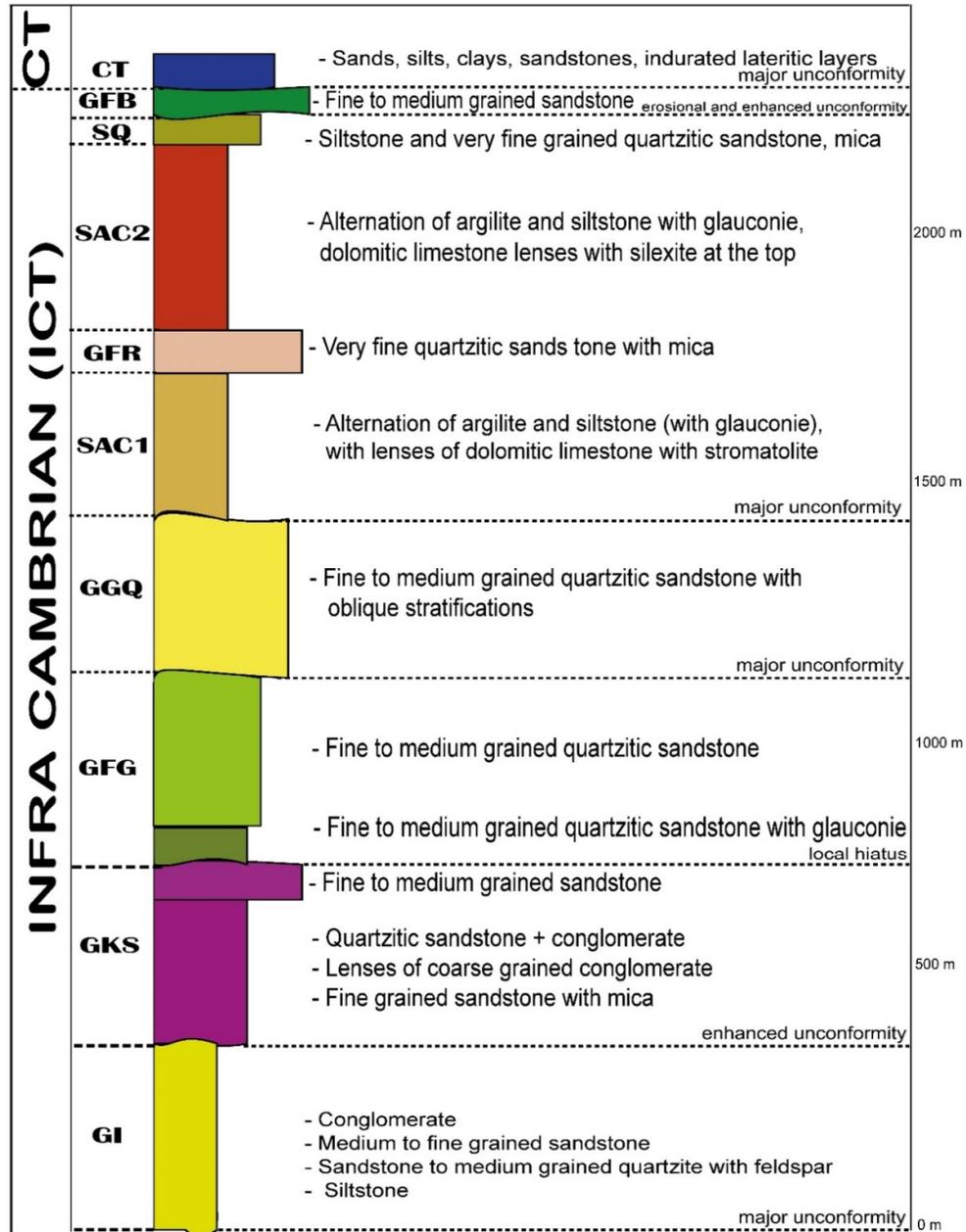
Four processes were responsible for the observed chemical composition: (i) dissolution of carbonate minerals mainly in IC and CT of Burkina Faso and Mali, (ii) precipitation of carbonate minerals essentially in Malian zone (CT and Infra Cambrian “*Plisse*” (ICP)), (iii) cationic exchanges with the clay minerals which results mainly in a release of Na<sup>+</sup> ions against a fixation of Ca<sup>2+</sup> ions, (iv) acquisition of nitrates, potassium and chlorides through anthropogenic pollutions. Stable isotopes of rainwater from sixteen stations in Burkina Faso, Mali and Niger helped to define a Regional Meteoric Water Line (RMWL):  $\delta^2\text{H} = 7.9 (\pm 0.17)$   $\delta^{18}\text{O} + 10.21 (\pm 0.81)$ . Groundwater samples represented with the RMWL indicated recharge with modern rainfall, but also highlighted evaporation of groundwater in the CT part due to the infiltration of evaporated surface water through the endorheic lakes. Tritium, EC and piezometric maps allowed to distinguish potential recharges zones, old water area and mixed of recent recharge and old water zones. Besides a conceptual model (modified from (Tóth 1963)) is established, explaining the interactions between groundwater and surface water.

## 4. CONCLUSION

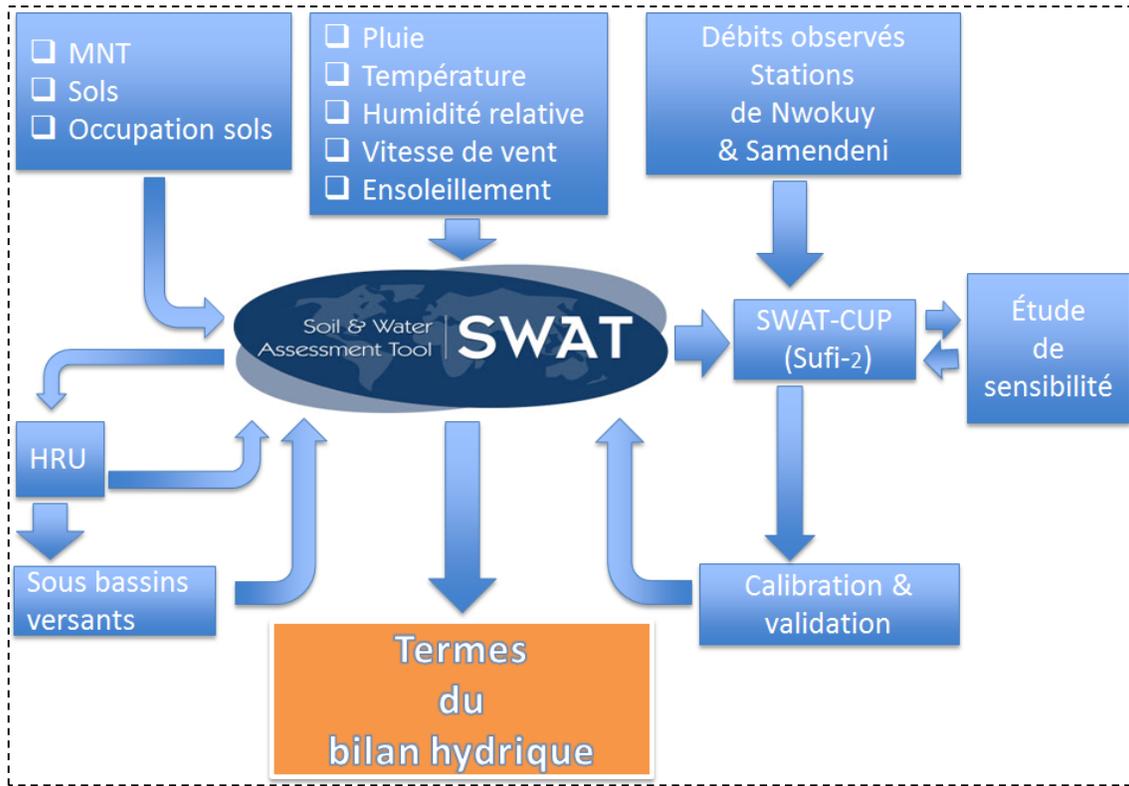
The mineralization mechanisms within the study area are dominated by natural processes, but anthropogenic pollutions are also occurring. Isotopic investigations indicated an important

recent recharge but also the existing of both old water and mixed from recent recharge and old water.

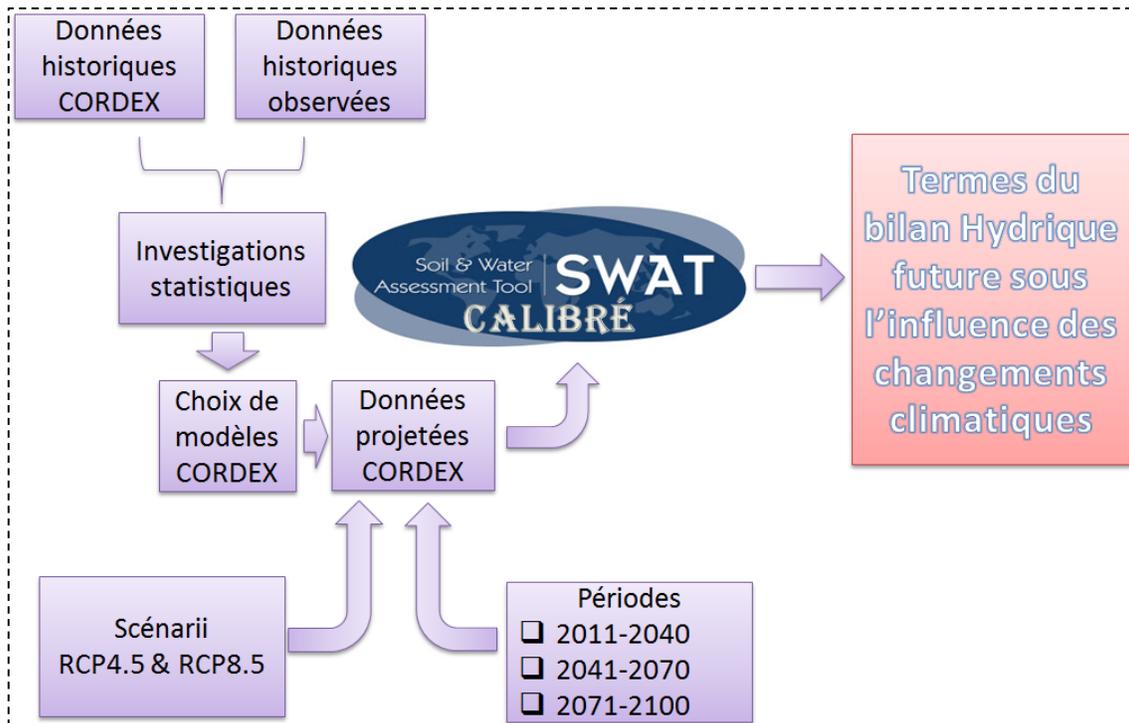
Annexe II- 1 : Stratigraphie de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudéni (modifié de Trompète, 1973)



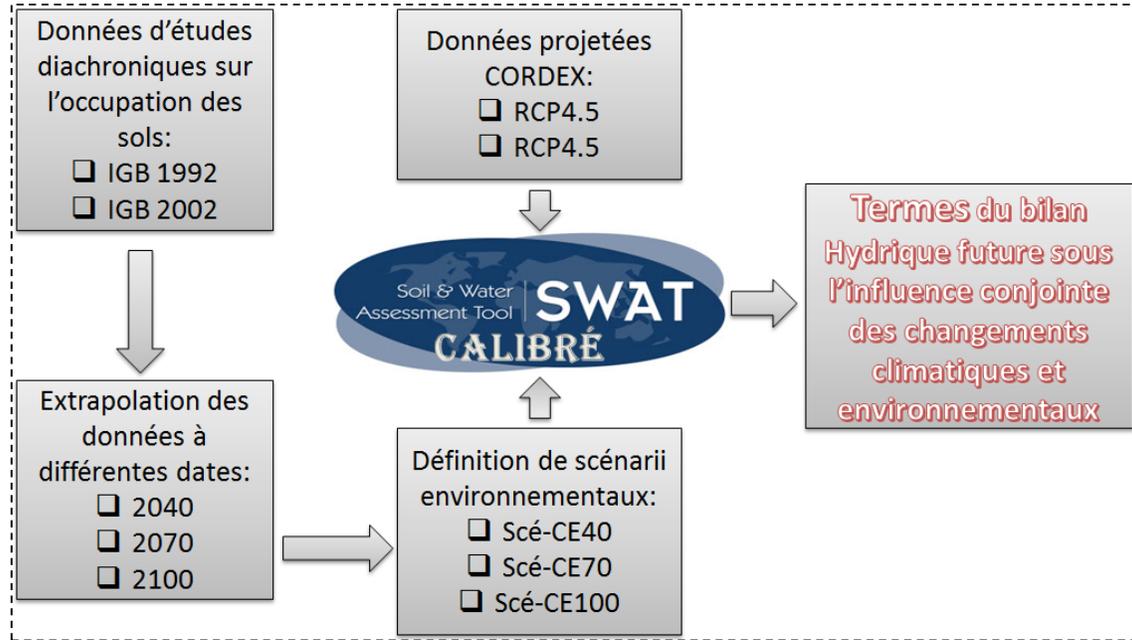
**Annexe VI- 1 : Approche méthodologique pour la simulation des termes du bilan hydrique à partir du modèle SWAT**



**Annexe VI- 2 : Approche méthodologique pour la caractérisation de l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau**



**Annexe VI- 3 : Approche méthodologique pour la caractérisation de l'impact conjoint des changements climatiques environnementaux sur les ressources en eau**



**Annexe VI- 4 : Résumé des performances des simulations par année à Samendeni**

Année	NS Saison pluvieuse	NS Année hydrologique	R2 Saison pluvieuse	R2 Année hydrologique	Bias Saison pluvieuse	Bias Année hydrologique
1963	0.4652	0.6072	0.5973	0.6873	-0.2676	-0.2689
1964						
1965	0.3572	0.5103	0.582	0.7537	-0.3405	-0.233
1966	0.8064	0.3568	0.8981	0.4337	0.227	-0.1406
1967						
1968						
1969	0.5371	0.5595	0.7315	0.7376	-0.225	-0.1992
1970	0.7235	0.798	0.9648	0.9472	-0.2284	-0.2605
1971						
1972						
1973						
1974	0.8134	0.8095	0.9619	0.9652	-0.1957	-0.2174
1975	0.2801	0.6268	0.6726	0.823	-0.4147	-0.2864
1976	0.8666	0.6813	0.8799	0.7582	-0.0259	-0.2365
1977	0.8724	0.7754	0.8955	0.8019	0.1239	-0.1103
1978	0.4841	0.8561	0.5051	0.8671	-0.102	-0.039
1979		0.478		0.9266		-0.5711
1980	0.3124	0.3189	0.555	0.5476	-0.3305	-0.3319
1981	0.8584	0.918	0.9886	0.9478	0.3105	0.098
1982	0.262	0.4945	0.5142	0.5384	-0.3109	-0.0736

Année	NS Saison pluvieuse	NS Année hydrologique	R2 Saison pluvieuse	R2 Année hydrologique	Bias Saison pluvieuse	Bias Année hydrologique
1983	-0.504	0.3278	0.7194	0.6263	0.7526	0.279
1984	-16.2549	-7.0295	0.7298	0.7482	2.1927	1.6365
1985	-0.0142	0.5617	0.8989	0.9644	0.6793	0.688
1986	0.7123	0.4035	0.8867	0.511	-0.1502	0.4942
1987	0.6317	0.7719	0.8184	0.8045	0.3199	0.0443
1988	0.0093	0.7299	0.5331	0.7846	0.2527	0.0933
1989	0.8429	0.398	0.9111	0.5908	-0.0684	0.3746
1990	0.1003	0.6815	0.7944	0.9225	0.5498	0.44
1991		-3.1265		0.9041		2.2937
1992	-1.4082	-0.6752	0.889	0.9317	1.1969	1.0628
1993		-5.7562		0.9791		2.3644
1994						
1995	-0.5459	-0.0221	0.9396	0.9791	0.8827	0.8025
1996	0.0795	0.2616	0.622	0.2756	-0.4379	0.008
1997						
1998	0.9872	0.9879	0.9901	0.992	-0.0019	0.0092
1999	0.4377	0.612	0.6161	0.7831	-0.3181	-0.2805
2000	0.7208	0.8612	0.7217	0.865	0.0121	0.0005
2001	0.5372	0.7231	0.5955	0.7557	-0.1141	-0.011
2002		0.1961		0.9851		0.7102
2003						
2004						
2005						
2006						
2007						
2008	0.4591	0.6083	0.5042	0.636	0.0143	-0.129
2009	0.6961	0.5047	0.7629	0.6202	-0.122	0.2931
2010	0.5601	0.6992	0.9505	0.9475	0.3103	0.2874
2011	0.1102	0.5796	0.9014	0.6147	-0.4335	-0.0253
2012	0.421	0.6588	0.7448	0.8485	-0.3249	-0.3517
2013		0.9287		0.9529		-0.1674

## Annexe VI- 5: Résumé des performances des simulations par année à Nwokuy

Année	NS Saison pluvieuse	NS Année hydrologique	R2 Saison pluvieuse	R2 Année hydrologique	Bias Saison pluvieuse	Bias Année hydrologique
1965	0.5575	0.7316	0.5601	0.9795	0.0128	0.4461
1966	0.1411	0.2817	0.9539	0.3909	0.5399	-0.3755
1967	0.5839	0.3458	0.8211	0.9128	0.3496	0.5297
1968	0.3441	0.246	0.7339	0.5139	0.4681	0.2069
1969	0.7892	0.8229	0.8693	0.8613	-0.1309	-0.0838
1970	0.7416	0.7437	0.7493	0.7819	-0.0556	-0.1299
1971		0.6053		0.9287		-0.3286

Année	NS Saison pluvieuse	NS Année hydrologique	R2 Saison pluvieuse	R2 Année hydrologique	Bias Saison pluvieuse	Bias Année hydrologique
1972						
1973	-0.3266	0.2728	0.7834	0.8963	0.5785	0.3667
1974	0.8066	0.8888	0.883	0.9039	-0.1753	0.1903
1975	0.4789	0.7199	0.4925	0.7799	-0.0828	-0.1392
1976	0.6955	0.3014	0.8657	0.4218	0.0833	-0.3777
1977	0.8584	0.9492	0.8854	0.9536	-0.1008	-0.0708
1978	0.7869	0.817	0.8114	0.8265	0.1277	0.0011
1979	0.7122	0.7582	0.7409	0.8041	-0.0902	-0.1258
1980	0.5984	0.6681	0.7827	0.8385	-0.2904	-0.3262
1981	-0.8798	0.2814	0.8928	0.5335	0.6059	-0.052
1982	0.6851	-0.2751	0.7965	0.845	0.2129	0.8832
1983		0.9103		0.9437		-0.151

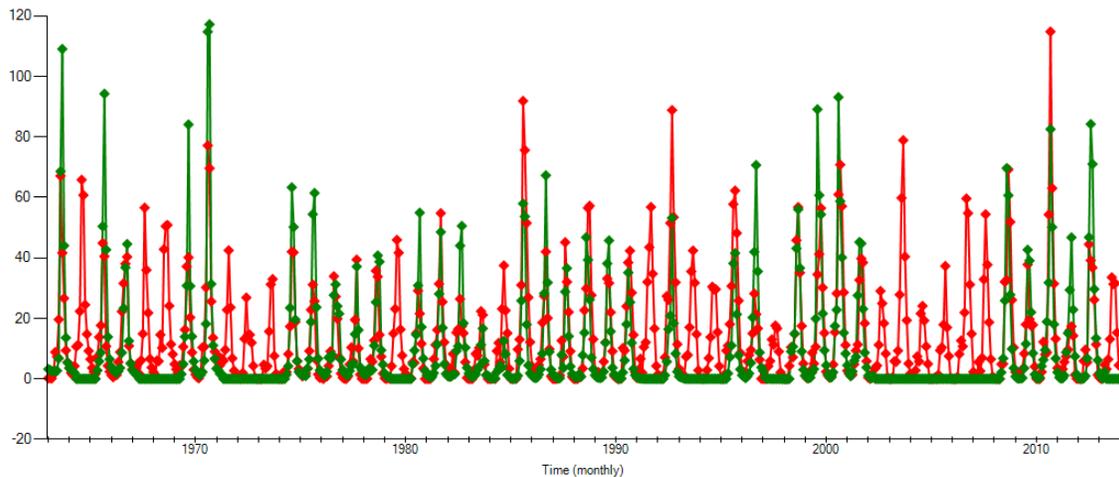
**Annexe VI- 6: Bilan hydrique à Samendeni sur la période de référence utilisée pour discuter de l'impact des changements climatiques et environnementaux sur les ressources en eau (pas de temps mensuel)**

Bilan hydrique mensuelle sur la période 1971-2000						
Mois	Précipitation	ETR	Recharge	Ruissèlements	Variation du stock dans le sol	Réserve en eau du sol (moyenne annuelle)
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
Janvier	2	26	0	0	-24	238
Février	0	18	0	0	-18	220
Mars	14	69	0	1	-56	164
Avril	51	119	0	2	-71	92
Mai	98	81	0	5	12	103
Juin	126	66	0	8	52	154
Juillet	174	85	2	12	75	227
Août	306	85	55	29	138	358
Septembre	199	90	65	26	18	382
Octobre	70	79	10	9	-29	357
Novembre	1	46	0	2	-47	312
Décembre	1	33	0	0	-32	281
Moyenne interannuelle	1042	797	133	94	19	241
Proportion par rapport à la pluie	100%	76%	13%	9%	2%	

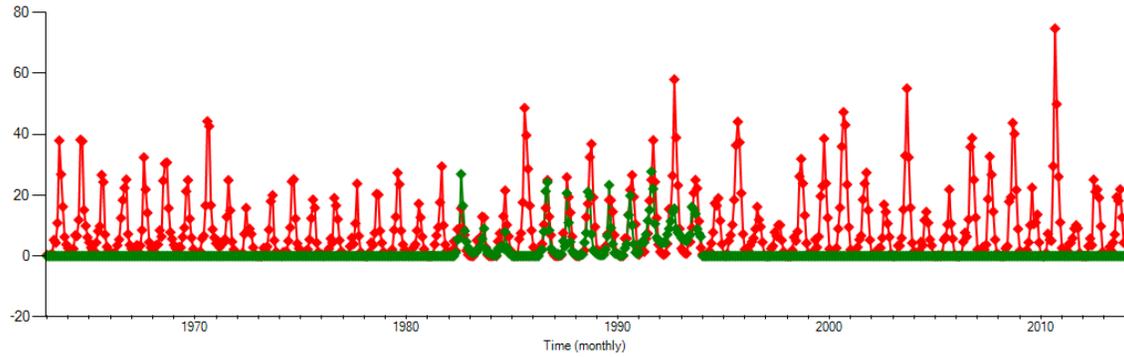
**Annexe VI- 7 : Bilan hydrique à Samendeni sur la période de référence utilisée pour discuter de l'impact des changements climatiques et environnementaux sur les ressources en eau (pas de temps annuel)**

Bilan hydrique annuel sur la période 1971-2000						
Année	Précipitation	ETR	Recharge	Ruissèlements	Variation du stock dans le sol	Réserve en eau du sol (moyenne annuelle)
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
1974	1084	786	174	100	24	247
1976	996	809	81	85	21	240
1977	835	763	27	70	-25	217
1981	1042	777	138	95	32	237
1998	1123	826	136	101	60	238
2000	1172	821	239	113	-1	264
Moyenne interannuelle	1042	797	133	94	19	241
Proportion par rapport à la pluie	100%	76%	13%	9%	2%	

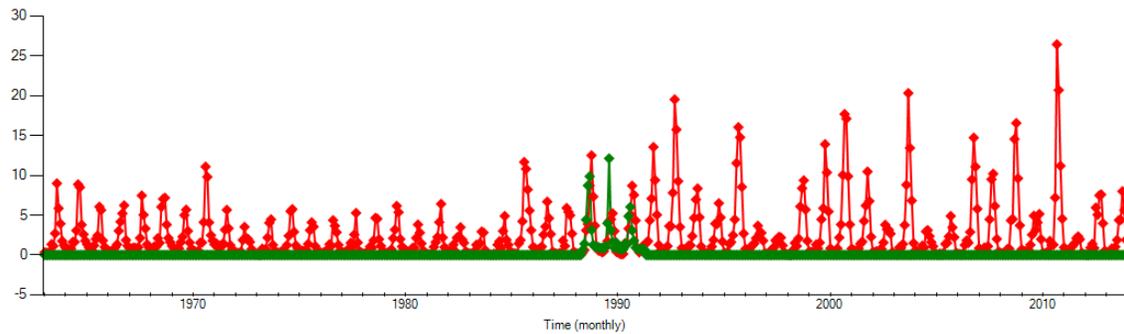
**Annexe VI- 8 : Simulation des écoulements à Samendeni sur l'ensemble de la série avec les paramètres de la meilleure période de calage**



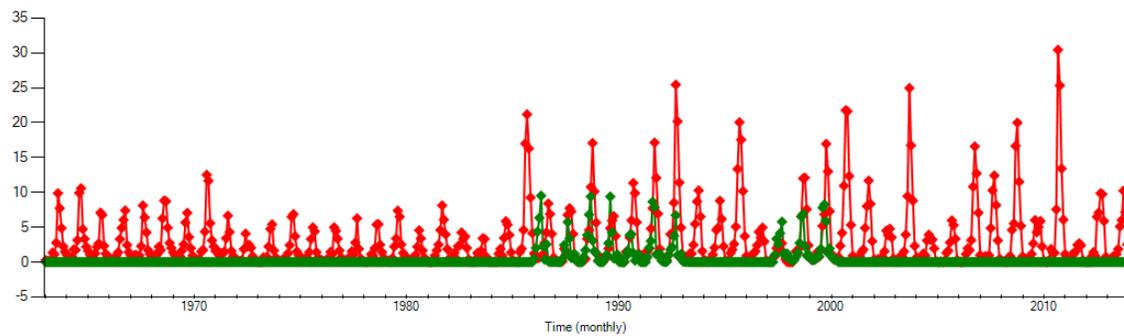
**Annexe VI- 9 : Utilisation du modèle calibré sur le Mouhoun supérieur à certains de ses sous bassins faiblement jaugés (Cas du sous bassin du Plandi-dienkoa d'exutoire la station de Banzon)**



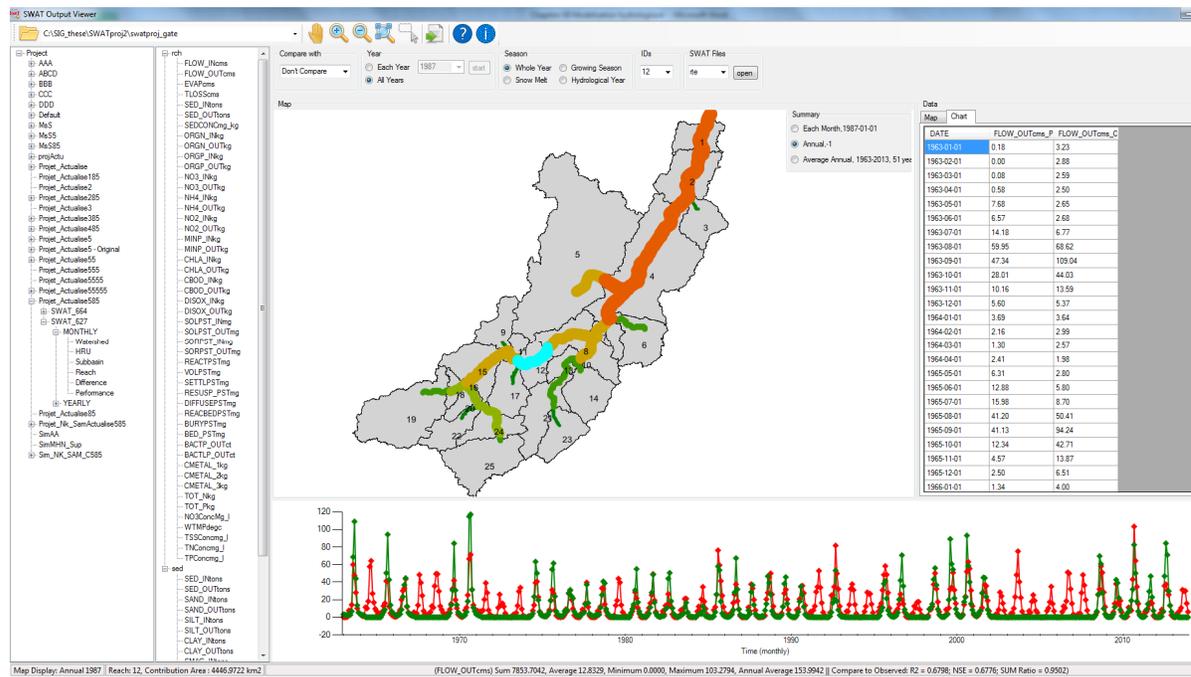
**Annexe VI- 10 : Utilisation du modèle calibré sur le Mouhoun supérieur à certains de ses sous bassins faiblement jaugés (Cas du sous bassin d'exutoire la station de Guena)**



**Annexe VI- 11 : Utilisation du modèle calibré sur le Mouhoun supérieur à certains de ses sous bassins faiblement jaugés (Cas du sous bassin du Kou d'exutoire la station de Badara)**



**Annexe VI- 12 : Interface du logiciel SWAT Output Viewer utilisé pour la lecture graphique des résultats du modèle SWAT**



**Annexe III- 1 : Travaux d'installation de la station de Tourouba à l'amont de la station de Nwokuy**



Annexe III- 2 : Travaux d'installation de la station de Tourouba à l'amont de la station de Nwokuy



Annexe III- 3 : Jaugeages de contrôle des débits à l'ADCP sur le Mouhoun à Nwokuy



Annexe III- 4 : Jaugeages de contrôle des débits à l'ADCP sur le Mouhoun à Tourouba



Annexe III- 5 : Jaugeages de contrôle des débits à l'ADCP sur le Sourou à Lery



Annexe IV- 1 : Campagne de prélèvements d'eau pour des analyses hydrochimiques et isotopiques en collaboration avec la Direction régionale en charge de l'eau et la Direction des Études et de l'Information sur l'Eau

